



Universidade Federal do Rio de Janeiro

Artur Iró Rodrigues

**ESPELEOGÊNESE DA GRUTA DOS ESPINHOS, MUNICÍPIO DE
ITAOCARA (RJ)**

Trabalho Final de Curso

(Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
2014



UFRJ

Artur Iró Rodrigues

ESPELEOGÊNESE DA GRUTA DOS ESPINHOS, MUNICÍPIO DE ITAOCARA (RJ)

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientador:

Dr. Renato Rodriguez Cabral Ramos

Luís Henrique Sapiensa Almeida

Rio de Janeiro
Fevereiro 2014

Iró, Artur

Espeleogênese da Gruta dos Espinhos, município de Itaocara (RJ): Artur Iró Rodrigues - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2014.

xii, 84 p.: il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2014.

Orientador: Renato Rodriguez Cabral Ramos. Coorientador: Luís Henrique Sapiensa Almeida.

1. Geologia. 2. Geoespeleologia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Renato, Rodriguez Cabral Ramos. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Espeleogênese da Gruta dos Espinhos, município de Itaocara (RJ).

Artur Iró Rodrigues

ESPELEOGÊNESE DA GRUTA DOS ESPINHOS, MUNICÍPIO DE ITAOCARA (RJ)

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,
apresentado como requisito necessário para
obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Renato Rodriguez Cabral Ramos

Luís Henrique Sapiensa Almeida

Aprovada em: 24 de fevereiro de 2014.

Por:

Orientador: Renato Rodriguez Cabral Ramos (UFRJ)

Atlas Vasconcelos Corrêa Neto (UFRJ)

Jane Nobre Lopes (CPRM)

Agradecimentos

Agradeço primeiramente ao meu orientador e amigo, Prof. Renato Rodriguez Cabral Ramos, por sua dedicação e constante ajuda na realização de todas as etapas deste trabalho.

Agradeço também à meu coorientador, o geólogo Luís Henrique Sapiensa Almeida pelo apoio em campo e pelas sugestões bibliográficas.

Um agradecimento especial para o amigo, Thiago Fagundes, pela ajuda na etapa de campo, e ao amigo Bruno Valle pela ajuda com a formatação da monografia.

À geóloga Amanda Goulart Rodrigues, pela ajuda na descrição e fotografias das lâminas petrográficas.

Ao Lagesed pela permissão de uso do microscópio.

E às minhas professoras de inglês Carina Ciano e Rebecca Ciano, pela ajuda com minhas dúvidas de inglês em toda a bibliografia.

Resumo

IRÓ, Artur. **ESPELEOGÊNESE DA GRUTA DOS ESPINHOS, MUNICÍPIO DE ITAOCARA (RJ)**. 2014. Trabalho Final de Curso (Geologia) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A Gruta dos Espinhos está localizada na porção centro-norte da Faixa de Dobramentos Ribeira, e se desenvolveu sobre mármore da Unidade São Joaquim na Domínio Italva, no município de Itaocara (RJ). Os mármore apresentam textura sacaroíral e se encontram intercalados com lentes decimétricas de anfibolito e apresentam foliação de 105/63°. Esta estrutura ligada as juntas e fraturas controlam o desenvolvimento da cavidade, assim como o fluxo de água. São encontrados diversos tipos de espeleotema (*flowstones*, pérola de caverna, coralóides, calcita espática, etc.) na cavidade, a maioria indicando formação por fluxo de água ou água parada. Estes espeleotemas e os lugares em que são encontrados dão bons registros dos ambientes que ocuparam a Gruta dos Espinhos. Além dos espeleotemas, os depósitos sedimentares também são de grande importância para a sua gênese. A gruta é o resultado de dissolução carbonática e erosão de sedimentos que ocupavam a cavidade. Atualmente a gruta se encontra num estágio totalmente vadoso, no entanto durante seu desenvolvimento, teve diversas fases, sendo primariamente freática em seguida freática/vadosa e por fim totalmente vadosa. Estes estágios variaram devido à origem da água, tendo começado a se formar por processos hipogênico passando para um processo hipergênico.

Abstract

IRÓ, Artur **SPELEOGENESIS OF GRUTA DOS ESPINHOS, ITAOCARA COUNTY (RJ)**. 2014. Trabalho Final de Curso (Geologia) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Gruta dos Espinhos is located in the north-central portion of Ribeira Belt, and was developed over marbles in the São Joaquim Unit in Italva Domain, in the city of Itaocara (RJ). The marbles represent saccharoidal texture, and they are intercalated with amphibolitic lenses and present foliation of $105/63^\circ$. This structure, connected to the joints and fractures, control the development of the cavity, just like the water flow. Various types of speleothems (flowstones, cave pearl, coralloids, spar calcite, etc.) are found in the cavity, the majority indicating formation through flowing or still water. These speleothems and the places where they are found give good registers of the environment that the Gruta dos Espinhos occupy. Besides the speleothems, the sedimentary deposits are also of great importance to its genesis. The cavity is the result of carbonate dissolution and sedimentary erosion that occupy the cavity. Nowadays the cavity is found in a vadose stage, however, during its development, it went through various stages, being primarily freatic and then freatic/vadose, and finally completely vadose. These stages vary depending on the origin of the water, having started to form by hypogenic processes transforming into a hypergenic process.

Lista de Figuras e Tabela

Figura 1 - Localização da área de estudo. Fonte: *software* de Geoprocessamento ArcGis® versão 10, da ESRI.

Figura 2- Imagem de satélite retirada do Google Earth, indicando o primeiro caminho citado no texto, do lado direito, imagem de satélite com ícone amarelo indicando a localização exata da Gruta dos Espinhos na Serra do Cândido, em relação ao distrito de Laranjais. Imagens adquiridas pelo satélite *Quickbird* em 15/02/2012.

Figura 3 - Mapa hidrológico com destaque para o Córrego da Espia (Fonte: INEA, 2011).

Figura 4- Temperatura e precipitação da região de entorno à área de estudo – Período 1972-2008. (Fonte: INMET, 2009)

Figura 5- Mapa indicando as quatro províncias estruturais do escudo Atlântico, e ilustração indicando a subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira (Fonte: HEILBRON *et al.* 2004; SCHOBENHAUS & BRITO-NEVES, 2003).

Figura 6 - Mapa de compartimentação tectônica da Província Mantiqueira, com destaque em vermelho para o município de Itaocara. (Fonte: TROUW *et al.*, 2000)

Figura 7 - Seção da Faixa Ribeira. Terreno Ocidental (Fonte: TROUW *et al.*, 2000).

Figura 8- Domínios tectônicos do segmento setentrional da Faixa Ribeira (Fonte: TUPINAMBÁ *et al.*, 2007).

Figura 9- Mapa de unidades litológicas do Grupo Italva que afloram na área de estudo, com ponto vermelho indicando a localização aproximada da Gruta dos Espinhos (LEAL, 2012 modificado).

Figura 10 - Mapa e perfil geológico-estrutural do Domínio Italva na região NE do Estado do Rio de Janeiro (Fonte: PEIXOTO & HEILBRON, 2003).

Figura 11 - Detalhe dos cristais de calcita com planos de clivagem em bloco de mármore sacaroidal, próximo a entrada da Gruta dos Espinhos, na Serra do Cândido, município de Itaocara/RJ

Figura 12 - Carste e espeleogênese no contexto das zonas diagenéticas e regimes de fluxo de águas subterrâneas (Fonte: KLIMCHOUK, 2012).

Figura 13 - Esquema geral do processo de dissolução cárstica (Fonte: LEAL, 2012).

Figura 14 - Visualização das reações químicas e transporte pela difusão durante a dissolução/precipitação de calcita (Fonte: modificado a partir de WHITE, 2012a).

Figura 15 - Planta baixa da cavidade (VIEIRA *et al.*, 2011).

Figura 16 - Planta baixa da Gruta dos Espinhos, Modificado de Vieira (2011).

Figura 17 - Seções transversais da Gruta dos Espinhos, que possibilitam uma noção volumétrica da mesma.

Figura 18 - Espeleotemas do tipo Flowstone, A: Espeleotema na Gruta dos Espinhos, com sua localização à esquerda; B: Espeleotema na Mammoth Cave – EUA (Fonte: www.blog.wenxuecity.com/myblog/14283/200806/14598.html).

Figura 19 - *Flowstone* do tipo piso falso, A: Espeleotemas na Piano Cave – Austrália (Fonte: HILL & FORTI, 1997); B: Espeleotema na Gruta dos Espinhos, detalhe em vermelho indicando o martelo geológico como escala, e à esquerda a sua localização no mapa da gruta.

Figura 20- Espeleotemas do tipo Rimstone dams, A: Rimstone dams em Akayoshi Dai – Japão (Fonte: www.cavepics.com/html/awardF.html); B: Microgours na Gruta dos Espinhos, e à esquerda a sua localização no mapa da gruta.

Figura 21- Espeleotema do tipo coralóide, A: Fotografia com zoom deste espeleotema (Fonte: <http://undergroundflashgun.esconatura.com/vgallery3.php>); B: Coralóide encontrado no teto da Gruta dos Espinhos, à esquerda a sua localização no mapa da gruta.

Figura 22 - Espeleotema do tipo coralóide, A: Coralóides cobrindo uma estalactite – Rússia (Fonte: www.commonswikimedia.org/wiki/File:Stalactite_with_cave_popcorn_in_Ruakuri_Cave.jpg); B: Coralóides cobrindo parede e estalactites na Gruta dos Espinhos, à esquerda sua localização na gruta.

Figura 23 - Lineamentos marcados pelos planos de foliação do mármore no teto da Gruta dos Espinhos, A: Lineamentos localizados no setor leste da cavidade; B: Lineamentos localizados no setor oeste da cavidade. Em ambas as imagens, destaque para os coralóides formados no teto da gruta. À esquerda a localização dos dois pontos no mapa da cavidade.

Figura 24 - Estalactites alinhadas preenchendo prováveis planos de fratura, A: Cavernas Lincoln – EUA (Fonte: WHITE, 2012a); B: Gruta dos Espinhos, ao fundo pode-se observar os *false floors*, no canto esquerdo superior, localização do espeleotema na cavidade..

Figura 25 - Crostas compostas por cristais espáticos, A: Foto com visão geral das crostas; B: Crostas superpostas de calcitas espáticas; C: Crosta suspensa com cristais de calcita espáticos. À esquerda, localização do ponto na cavidade.

Figura 26 - Exemplos de calcitas formadas em corpos aquosos, A: Calcita dente-de-cão; B: Calcita cabeça-de-prego. (Fonte: PALMER, 2007)

Figura 27 - Espeleotemas do tipo pérola de caverna. A: Pérolas de caverna, a da esquerda foi nucleada ao redor de uma concha de gastrópode e a da direita foi nucleada ao redor de um pedaço de rocha, Drum Cave-Jamaica (Fonte: www.gly.uga.edu/railsback/speleoatlas/SAlmage0003); B: Pérolas de caverna na base de um *flowstone* da Gruta dos Espinhos, á esquerda a localização dos espeleotemas na planta da cavidade.

Figura 28 - Fragmento de carapaça de gastrópode incluso no sedimento, localização deste ponto no mapa à esquerda.

Figura 29 - Distribuição de linhas de stress ao redor de cavidades naturais em carbonato. A: Distribuição ao redor de uma cavidade preenchida por água; B: Distribuição ao redor da cavidade após a água sair da mesma (Fonte: GILLIESON, 1996).

Figura 30 - Slabs encontrados no interior da gruta dos espinhos, localização do ponto na foto à esquerda.

Figura 31 - Arenito depositado sobre o mármore. Detalhe para a face vertical, indicando que esta camada sedimentar já foi parcialmente erodida, localização do ponto no mapa à esquerda.

Figura 32 - Nível de false floors com variação sedimentar (A) e carbonática (B).

Figura 33 - False floors, A: Pequenos false floors de composição principalmente siliciclástica; B: False floor com sedimento lamoso sob ele, indicando uma gênese mais recente do espeleotema.

Figura 34 - Processo de incrustação de carbonato por escorrimento nos depósitos sedimentares terrígenos da Gruta dos Espinhos, localização do ponto no mapa à esquerda.

Figura 35 - Preenchimentos sedimentares, A: Diamictito predominantemente cinza, detalhe em vermelho para litoclasto de aproximadamente 8 cm; B: Foto aproximada do litoclasto; C: Diamictito de cor avermelhada com clastos de quartzo e feldspato e litoclasto de anfíbolito, os clastos de quartzo apresentam grau de arredondamento subarredondado.

Figura 36 - Fotomicrografia de arenito da Gruta dos Espinhos (amostra MN 221 RS). No centro da imagem é possível notar o fragmento alongado de carapaça de gastrópode, com recristalização.

Figura 37 - Fotomicrografias da lâmina 221A, A: Seção típica da lâmina, na qual se podem observar grãos de quartzo cimentados por cimento carbonático; B: Cristais de carbonato se precipitando ao redor de um poro; C: Pequeno cristal de anfíbólio envolto em cimento calcítico.

Figura 38 - Fotomicrografias da lâmina 221B. A: Litoclasto de mármore; B: Grão de quartzo policristalino com extinção ondulante fraca e abundantes inclusões fluidas; C: Carapaça de gastrópode recristalizada.

Figura 39 - Amostra MN221-RS laminada, com a carapaça visível.

Figura 40- Remanescente de camada anfíbolítica no teto da Gruta dos Espinhos, ressaltada através de erosão diferencial.

Figura 41- Junta vertical alargada por dissolução do mármore no teto da Gruta dos Espinhos, A: Visão da fratura vertical no teto; B: Detalhe do interior da junta mostrando resquícios de anfíbolito, espessura e aproximadamente 10 cm.

Figura 42- Vertente SE da Serra do Cândido, observando-se o seu padrão de faturamento. A: Visão geral de um paredão com planos de fratura; B: Aspecto da imagem acima, destacando as juntas horizontais.

Figura 43 - Visão da parte superior da escarpa de mármore onde está localizada a Gruta dos Espinhos. Detalhe em vermelho de junta horizontal mais alargada formando uma cavidade acima da gruta estudada.

Figura 44 - Modelo com os três estágios de evolução de passagem desativada (Fonte: Veni, 2012).

Figura 45 - Modelo evolutivo do protoconduto da Gruta dos Espinhos em seção com seus respectivos estágios.

Figura 46 - Aspecto geral das crostas formadas por calcita espática (em azul) e segmento da camada de anfíbolito (em verde).

Figura 47 - Parte do modelo evolutivo da Gruta dos Espinhos.

Figura 48 - Estágios finais de evolução da Gruta dos Espinhos.

Sumário

Agradecimentos	v
Resumo	vi
Abstract.....	vii
Lista de Figuras e Tabela.....	viii
Sumário.....	xi
1. Introdução	1
1.1. Objetivos e Metas	1
1.2. Localização e Acessos	2
1.3. Aspectos Fisiográficos da Área de Estudo	3
1.3.1. Relevo e Solos	3
1.3.2. Hidrografia.....	4
1.3.3. Clima.....	5
2. Metodologia.....	8
3. Geologia Regional.....	10
3.1. Geologia Local	15
3.1.1. Unidade Macuco	17
3.1.2. Unidade São Joaquim	18
4. Processos de Formação de Cavidades Naturais Subterrâneas	21
4.1. Espeleogênese	21
4.2. Mecanismos Químicos	26
4.2.1. Origem e formação de espeleotemas	27
5. Resultados.....	30
5.1. Detalhamento geológico e levantamento topográfico da cavidade.....	30
5.2. Depósitos de Caverna	34
5.3. Formas criadas por fluxos aquosos	35
5.4. Formas de espeleotemas criadas por gotejamento de água	45
5.5. Formas de espeleotemas criadas em água parada.....	47
5.6. Depósitos Sedimentares Clásticos	52
5.6.1. Processos de sedimentação	54
5.6.1.1. Processos gravitacionais	54
5.6.1.2. Sedimentos depositados por fluxo de água	56

5.7. Caracterização petrográfica dos depósitos sedimentares	63
5.8 Controle geológico e morfologia da caverna	68
5.8.1. Condicionamento litológico	68
5.8.2. Influência dos planos de acamamento e fraturas	70
6. Discussões	73
7. Conclusões	81
Referências bibliográficas.....	82

1. Introdução

A Gruta dos Espinhos está localizada na porção centro-norte da Faixa de Dobramentos Ribeira, e se desenvolveu sobre mármore da Unidade São Joaquim no Domínio Itavaia. A cavidade apresenta diversos tipos de estrutura, sendo os principais, os depósitos químicos (espeleotemas) e sedimentares siliciclásticos.

O tema geoespeleologia não é um assunto recente no cenário nacional, no entanto, através de uma pesquisa bibliográfica profunda, foi possível observar que ainda são poucos os trabalhos desenvolvidos no Brasil sobre este tema. Sendo os poucos encontrados, sendo de rochas quartzíticas.

Nos últimos anos ocorreu um aumento no número de pesquisas sobre rochas carbonáticas no Estado do Rio de Janeiro. Apesar disso, a presente monografia é a primeira sobre estruturas e rochas carbonáticas cavernícolas do Estado.

1.1. Objetivos e Metas

O principal objetivo deste trabalho é a identificação e a análise dos depósitos sedimentares e químicos (espeleotemas) da Gruta dos Espinhos e suas relações com a espeleogênese desta cavidade. Para que tal objetivo fosse atingido, as seguintes metas foram alcançadas:

1. Detalhamento da planta baixa da cavidade de Vieira (2011), com a localização dos espeleotemas;
2. Elaboração de seções transversais na cavidade;
3. Reconhecimento de estruturas geológicas na cavidade e no seu entorno;
4. Identificação e estudo petrográfico dos depósitos sedimentares;
5. Identificação e análise dos espeleotemas.

1.2. Localização e Acessos

A área de estudo encontra-se na região Centro-Norte do Estado do Rio de Janeiro, no município de Itaocara, mais precisamente no distrito de Laranjais (Figura 1). A entrada da cavidade está situada no setor noroeste da Folha Topográfica Santa Maria Madalena, articulação SF-23-X-D-VI-4 (IBGE, escala 1:50.000), nas coordenadas UTM 791348 E/ 7586697N (Datum WGS 84).

O acesso à área de estudo, a partir do Rio de Janeiro, se dá por três caminhos: 1º: pela BR-101 até Itaboraí, direcionando-se pela RJ-116 passando por Cachoeira de Macacu, Nova Friburgo, Bom Jardim, Cordeiro e Macuco até a cidade de Itaocara (Figura 2); 2º: acessando a rodovia BR-040 até a cidade de Três Rios e por final direcionando-se pela RJ-158 até a cidade de Itaocara; 3º pela BR-040, acessando a saída para Magé, Teresópolis até Além Paraíba e a RJ-158 até Itaocara.

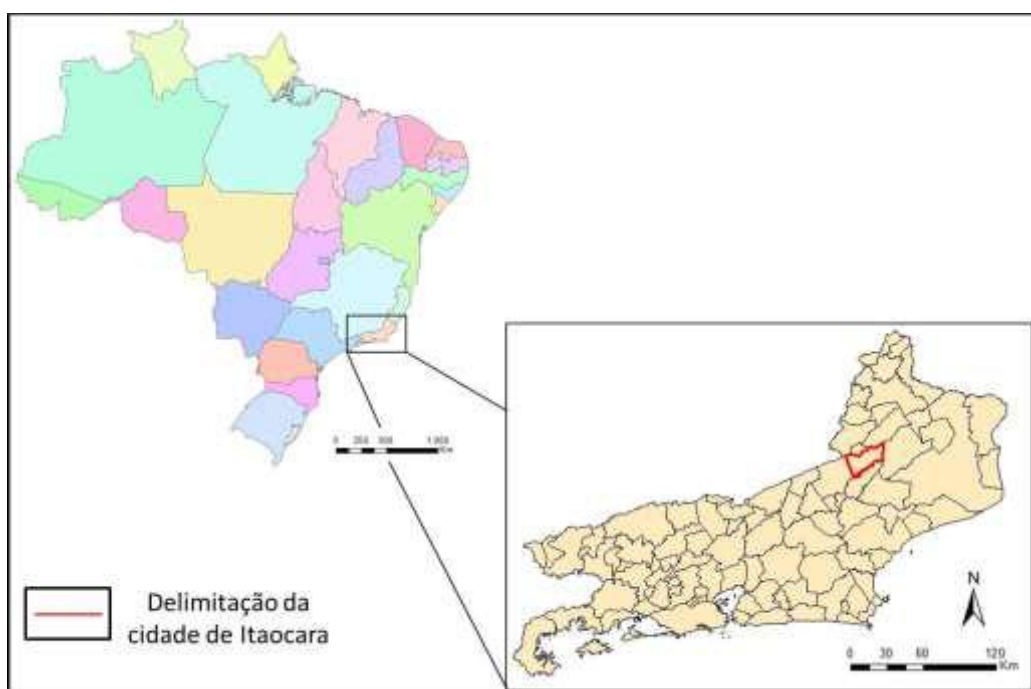


Figura 1 - Localização da área de estudo. Fonte: *software* de Geoprocessamento ArcGis® versão 10, da ESRI.

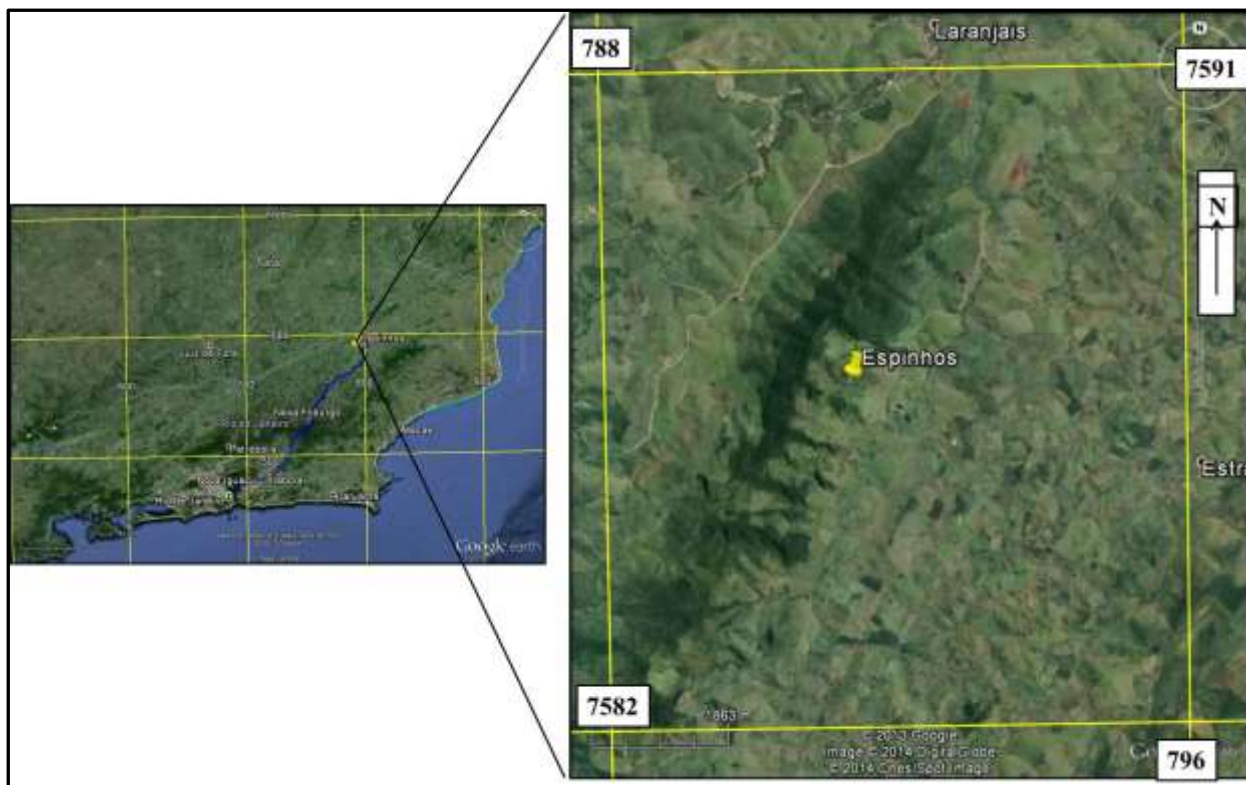


Figura 2- Imagem de satélite retirada do Google Earth, indicando o primeiro caminho citado no texto, do lado direito, imagem de satélite com ícone amarelo indicando a localização exata da Gruta dos Espinhos na Serra do Cândido, em relação ao distrito de Laranjais. Imagens adquiridas pelo satélite *Quickbird* em 15/02/2012.

1.3. Aspectos Fisiográficos da Área de Estudo

1.3.1. Relevo e Solos

A região da área de estudo possui, predominantemente, relevo de mares de morros, colinas dissecadas, morros baixos e serras alinhadas. Estas serras, geradas por esforços tectônicos e moldadas por extensos períodos de erosão, apresentam um *trend* estrutural NE-SW, como visto na Serra do Cândido (Figura 2), condicionado devido a Faixa Móvel Ribeira e aos processos tafrogênicos desenvolvidos a partir da quebra de Gondwana (PEIXOTO & HEILBRON, 2010).

A Gruta dos Espinhos está localizada na Serra do Cândido, que é sustentada por mármore incluídos na Unidade São Joaquim, responsável pelo compartimento mais escarpado da região. Estes mármore quando muito alterados produzem um solo de cor

laranja avermelhada que não apresenta estrutura de rocha formando um relevo suavizado com morros arredondados a leste da área (PEIXOTO & HEILBRON, 2010).

De maneira geral, a região de entorno da área de estudo apresenta argissolos vermelho-amarelos nas conas de depressão e cambissolos álicos nas áreas das serras mais elevadas (CARVALHO FILHO *et al.*, 2000).

1.3.2. Hidrografia

O principal coletor de águas da região é o Rio Paraíba do Sul, cujo principal afluente pela margem esquerda é o Rio Pomba, e pela margem direita, o Ribeirão das Areias. As elevações da área condicionam-se na direção NE-SW, controlando o sistema secundário de drenagem. Destacam-se as serras denominadas Frecheiras, Catete, Santa Cândida, Gavião, Caledônia, Vermelha, Portela, Aliança e José Melo (GROSSI SAD & DONADELLO MOREIRA, 1980).

Através da análise da base topográfica do IBGE da região, pode-se notar que a Serra do Cândido é caracterizada por drenagens fluindo na direção sudeste. Estas drenagens desaguam numa maior, denominada Córrego da Espia, sendo esta a responsável por conduzir as águas até o rio Paraíba do Sul (Figura 3).

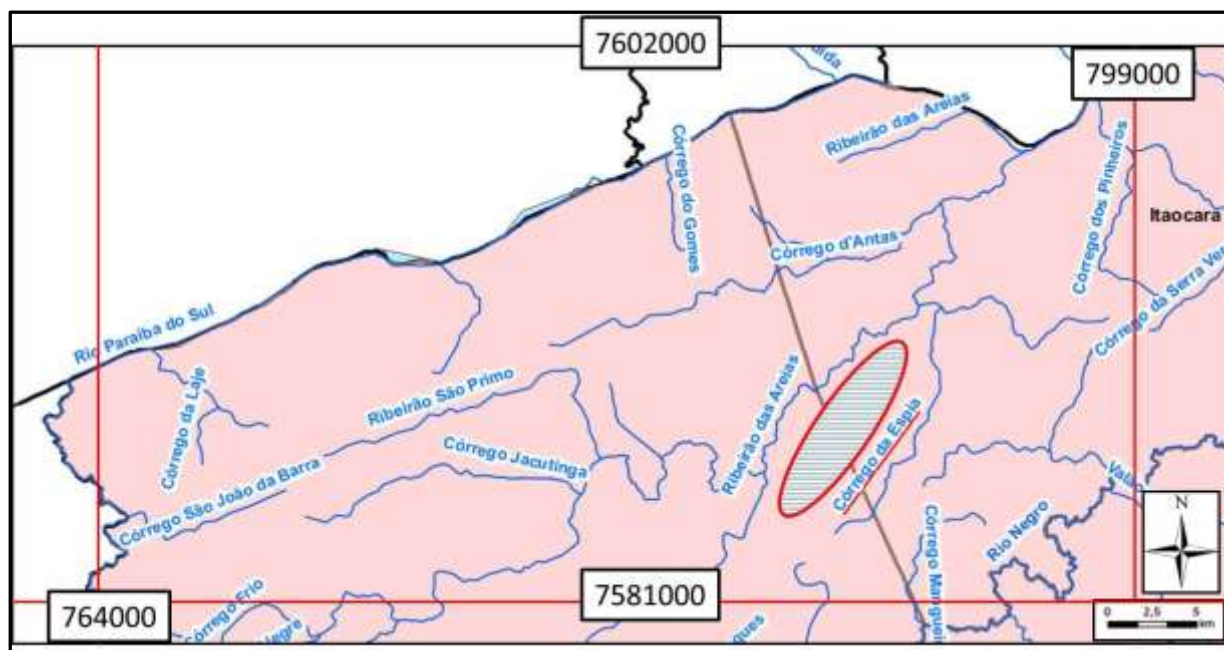


Figura 3 - Mapa hidrológico com destaque para o Córrego da Espia, e área hachurada indicando a localização da Serra do Cândido. (Fonte: INEA, 2011)

Segundo Martins *et al.* (2006) o Estado do Rio de Janeiro é constituído predominantemente por rochas cristalinas. Por este motivo, as águas subterrâneas estão espacialmente mais distribuídas em aquíferos fissurais, uma vez que os aquíferos porosos estão nas planícies litorâneas e bacias sedimentares, que cobrem apenas cerca de 20% do Estado. Diversos autores descreveram a hidrogeologia do Estado no todo ou em parte seja propondo suas províncias hidrogeológicas, suas faixas de favorabilidade à acumulação de água subterrânea ou ainda, aquíferos individualizados por bacias ou regiões estudadas.

1.3.3.Clima

O município de Itaocara está inserido no Clima Tropical Aw, segundo Köppen (1948), que é a designação dada aos climas das regiões intertropicais caracterizados por serem megatérmicos, com temperatura média do ar em todos os meses do ano superior a 18°C, não terem estação invernos e terem precipitação anual superior à evapotranspiração potencial

anual. Nas regiões de clima tropical a variação diurna da temperatura (isto é, a diferença entre os valores máximo e mínimo) é maior que a variação anual (ou sazonal) da temperatura média, isto é, entre o mês quente e o mês mais frio do ano (DRZ, 2012).

Localizando-se no reverso da Serra do Mar, quanto ao tipo climático atuante na região de entorno à área de estudo, evidencia-se uma marcante sazonalidade. Não somente as temperaturas médias são fortemente influenciadas pela associação relevo-altitude, mas também, o regime e a distribuição dos totais pluviométricos são notoriamente modificados, segundo a posição do local. (VAREJÃO-SILVA, 2006).

A área de estudo apresenta uma diversidade climatológica decorrente de uma série de fatores locais e atmosféricos, e está inserida no setor semi-úmido do Estado. Isto significa que a estação seca é bastante pronunciada, ocasionando déficit hídrico em toda a região. Esta situação é provocada pela atuação do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul. Este sistema de alta pressão provoca uma grande estabilidade atmosférica ao longo de todo o período de outono-inverno. Esta estabilidade só é alterada quando ocorre a entrada de frentes frias (DRZ, 2012).

Deve-se ressaltar que devido ao período do ano, a convergência de umidade para o sistema frontal é muito baixo, reduzindo acentuadamente a sua capacidade pluvial. Em função disto, o ambiente se ressentido da falta de água, originando uma floresta semi-estacional, cuja parte das árvores perdem as folhas nesta época do ano (DRZ, 2012).

De acordo com as Normais Climatológicas da Estação Meteorológica de Cordeiro (INMET, 2009), a região apresenta estação chuvosa no verão de novembro a março, e nítida estação seca no inverno, de abril a outubro (agosto é o mês mais seco). A temperatura média do mês mais frio é superior a 17°C (Figura 4).

No período de primavera- verão a estabilidade atmosférica diminui e a umidade aumenta, incrementando também a quantidade de chuva. O sistema mais importante a provocar chuvas nesta área é a ZACAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul). Ela se forma originariamente devido a interação entre uma frente fria e toda a umidade proveniente da floresta Amazônica. Este sistema pode provocar grande quantidade de chuva no período em que estiver atuando (DRZ, 2012).

Para o ambiente, isso é muito importante, pois repõe a umidade do solo e do aquífero, perdida ao longo do outono-inverno. A vegetação também responde de forma importante, pois é o período de crescimento das plantas e de maior evapotranspiração, garantindo assim um abastecimento de água contínuo às suas raízes (DRZ, 2012).

Quando não há a atuação da ZACAS a qualidade da estação chuvosa fica muito comprometida, ocasionando secas em plena época de chuva. Primavera-verão com estas características são mais quentes e o stress hídrico se transforma em calamidade, pois desta forma, o período seco extravasa os meses habituais, comprometendo toda a estação de crescimento das plantas (DRZ, 2012).

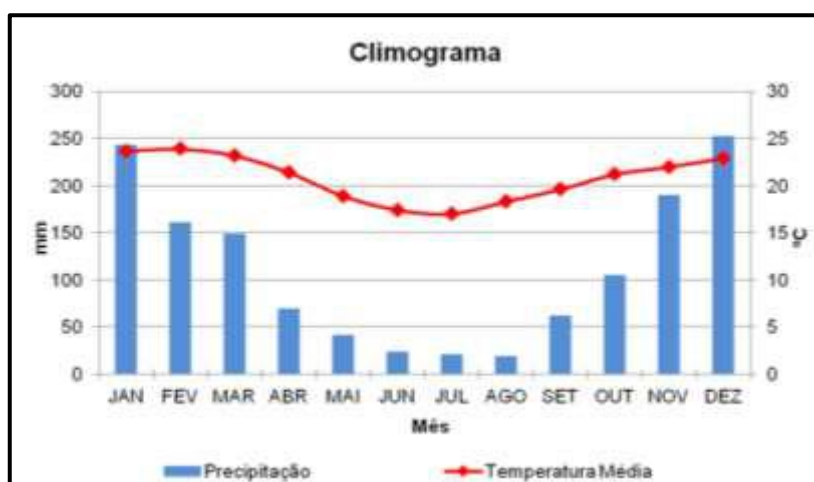


Figura 4- Temperatura e precipitação da região de entorno à área de estudo – Período 1972-2008. (Fonte: INMET, 2009)

2. Metodologia

Previamente ao trabalho de campo, foi realizado levantamento bibliográfico sobre a geologia da região estudada, bem como os espeleotemas encontrados em visitas anteriores e a planta baixa da Gruta dos Espinhos de Vieira *et al.* (2011) foi digitalizada e vetorizada no *software CorelDraw Graphics Suite X6*.

O trabalho de campo para esta monografia foi realizado entre os dias 21 e 23 de janeiro de 2014, no entanto, ocorreram outras visitas a área de estudo no período de janeiro de 2011 até este último campo. No trabalho de campo mais recente foi realizado um levantamento dos espeleotemas, depósitos sedimentares e estruturas geológicas encontrados na gruta, os quais foram plotados na planta baixa da cavidade e fotografados a partir do uso da câmera fotográfica *Nikon D3100*, utilizando uma lente 18-55 mm. As seções transversais da gruta foram elaboradas a partir do método trena e bússola, no qual foi utilizada a trena laser *Bosch DLE 40*.

A descrição dos espeleotemas foi realizada em campo a partir da observação do modo de ocorrência dos espeleotemas (parede, teto ou piso) e das principais características morfológicas, enquanto os depósitos sedimentares foram descritos a partir de características megascópicas das rochas, identificadas com o auxílio de uma lupa de 20X (mineralogia e aspectos texturais), e a coleta de amostra para a confecção de lâminas. As estruturas de deformação da rocha encaixante observadas, tais como lineação e foliação, foram caracterizadas e quantificadas utilizando-se a bússola *Brunton Eclipse Pro 8099* com declinação magnética de 23° W.

Após a etapa de campo a seção transversal foi digitalizada e vetorizada e foram feitas as atualizações na planta baixa da cavidade, todos através do *software CorelDraw Graphics*

Suite X6. Para a elaboração das fotos panorâmicas da cavidade foi utilizado o *software The Panorama Factory V5*.

Foram confeccionadas duas lâminas de uma amostra de rocha sedimentar coletada no interior da cavidade, as quais foram fotografadas e descritas petrograficamente utilizando o microscópio *Zeiss Axio Imager M2m*, em nicóis cruzados. A amostra pertence a coleção de Rochas Sedimentares do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional/UFRJ, tombada com o registro MN-221 RS.

As referências bibliográficas foram organizadas de acordo com as normas da *Brazilian Journal of Geology* (anteriormente Revista Brasileira de Geociências), tendo como base o volume 43, número 4 de 2013.

3. Geologia Regional

A Plataforma Sul-Americana corresponde à fração continental da placa homônima que permaneceu estável e funcionou como antepaís durante a evolução das faixas móveis do Caribe (norte) e Andina (a oeste), ao mesmo tempo em que se processavam a abertura e o desenvolvimento do Atlântico Sul, no Meso-Cenozóico (SCHOBENHAUS & BRITO-NEVES, 2003). O embasamento pré-cambriano dessa região foi dividido em escudos denominados: Guianas, Brasil Central e Atlântico. Esse último, por sua vez abrange quatro grandes Províncias Estruturais: São Francisco, Borborema, Tocantins e Mantiqueira (Figura 6). O alvo do atual estudo localiza-se na parte oriental da Plataforma Sul-Americana, exposta na Província da Mantiqueira (Figura 5), mais precisamente na porção setentrional da Faixa Móvel Ribeira.

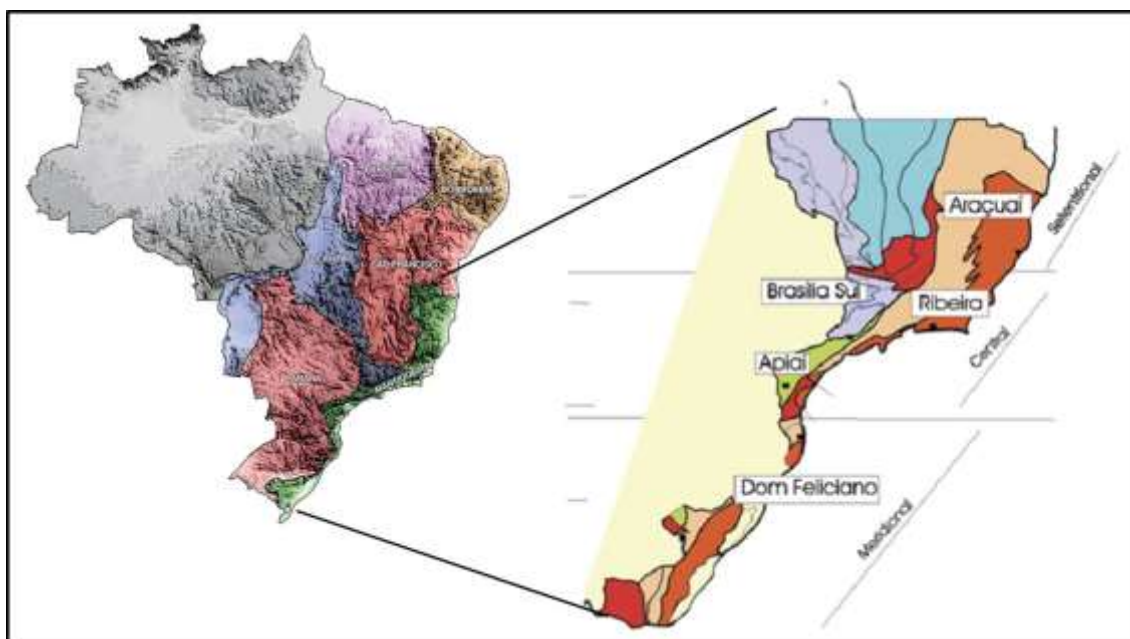


Figura 5- A esquerda, mapa indicando as quatro províncias estruturais do escudo Atlântico, e a direita ilustração indicando a subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional é Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. As cores roxo e laranja indicam os terrenos que alojaram os arcos magmáticos neoproterozóicos. (Fonte: HEILBRON *et al.* 2004; SCHOBENHAUS & BRITO-NEVES, 2003).

No contexto da Província Mantiqueira, a área de estudo se localiza na porção setentrional da Faixa móvel Ribeira. Tal faixa móvel possui aproximadamente 300 km de largura e 1400 km de comprimento, com uma direção estrutural NE-SW (Figura 6) ao longo da região costeira atlântica do Brasil, desde o sul do estado da Bahia até o estado do Paraná (CORDANI, 1973; ALMEIDA 1969).

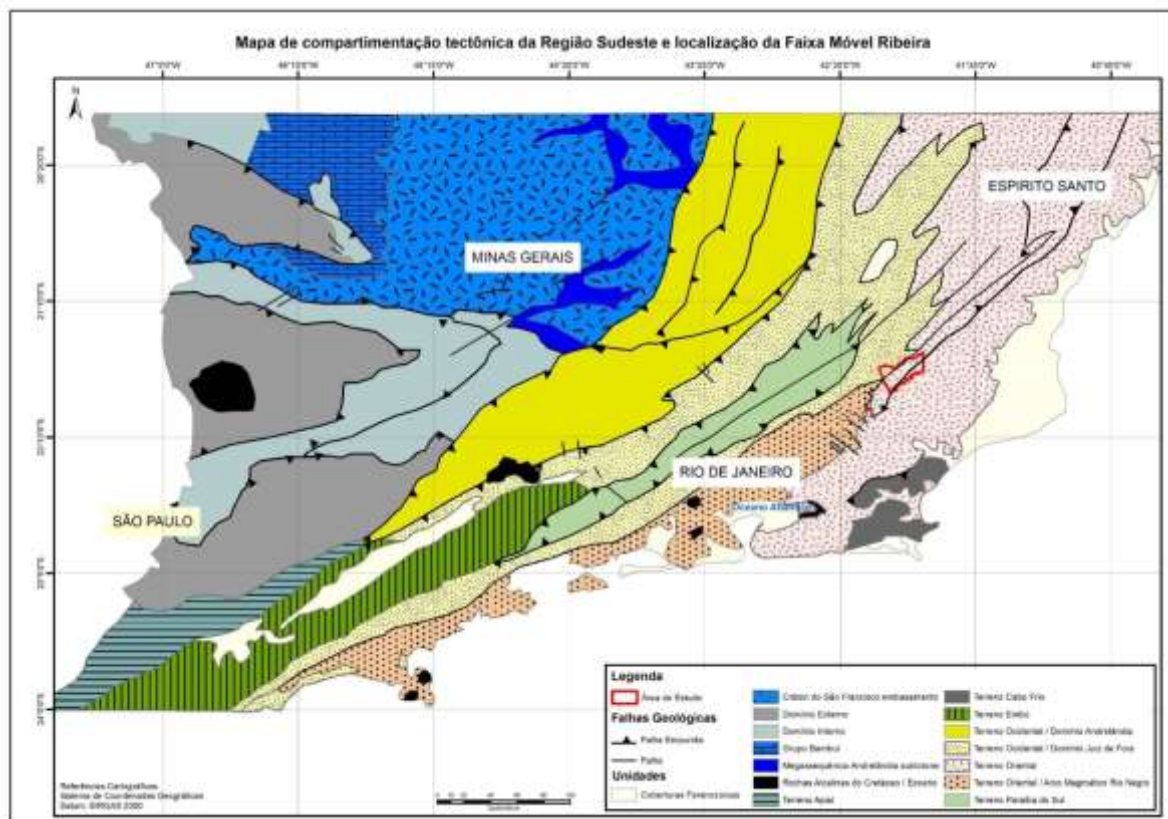


Figura 6 - Mapa de compartimentação tectônica da Província Mantiqueira, com destaque em vermelho para o município de Itaocara. (Fonte: TROUW *et al.*, 2000)

Os blocos envolvidos na colisão que originou esta faixa foram os paleocontinentes São Francisco, Congo e a microplaca Serra do Mar, desenvolvendo arcos magmáticos e arcos de ilha (TUPINAMBÁ *et al.*, 1998; TROUW *et al.*, 2000; HEILBRON *et al.*, 2004).

A Faixa Móvel Ribeira compreende um complexo sistema de dobramentos e empurrões de idade neoproterozoica/eopaleozoica, desenvolvidos durante um intervalo de 300 Ma, ao longo da borda sul/sudeste do Cráton do São Francisco (SCHMITT *et al.*, 2004). Dados

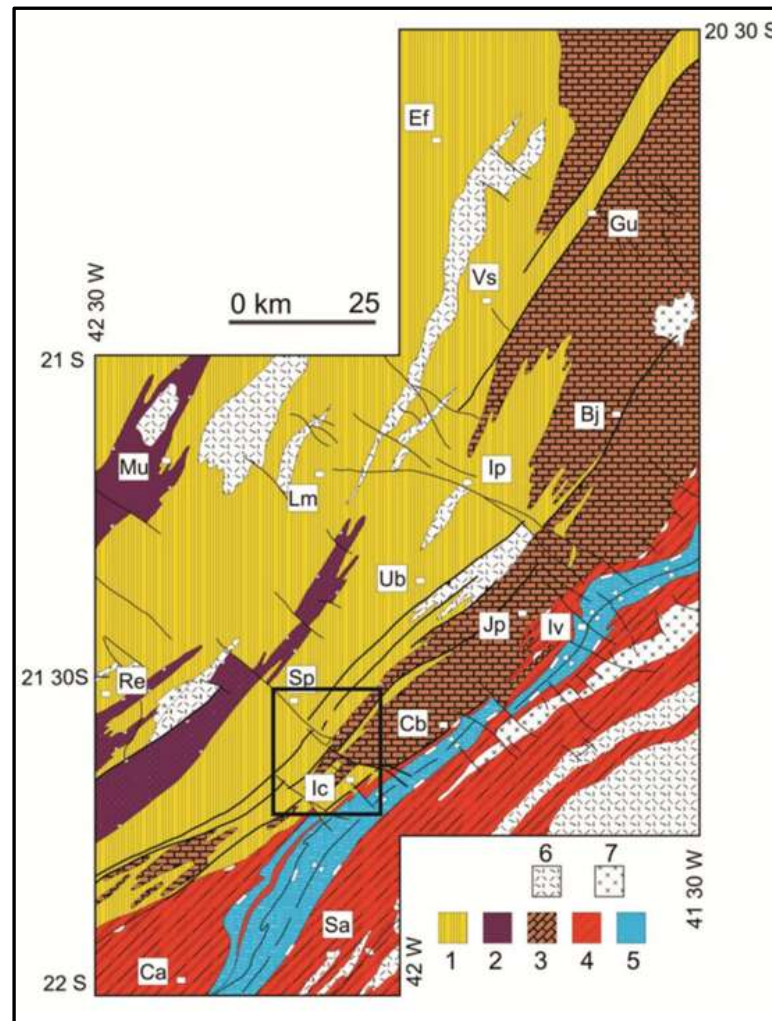


Figura 8- Domínios tectônicos do segmento setentrional da Faixa Ribeira. Legenda: 1 - Terreno Ocidental, Domínio Juiz de Fora; 2 - Klippe Paraíba do Sul; Terreno Oriental, 3 a 5: 3 - Domínio Cambuci; 4 - Domínio Costeiro; 5 - Klippe de Italva; 6 a 8 - Rochas plutônicas mais ou menos gnaissificadas: 6 - Granitóides tipo-S ou híbridos meta a peraluminosos; 7 - Granitóides Tipo-I metaluminosos. Cidades mencionadas: Ca, Cantagalo; Sa, São Sebastião do Alto; Ic, Itaocara; Cb, Cambuci; Sp, Santo Antônio de Pádua; Re, Recreio; Iv, Italva; Jp, São João do Paraíso; Ub, São José de Ubá; Lm, Laje do Muriaé; Mu, Muriaé; Ip, Itaperuna; Bj, Bom Jesus do Itabapoana; Vs, Varre-Sai; Gu, Guaçuí; Ef, Espera Feliz, destaque para o retângulo indicando a aproximadamente a área de estudo. (Fonte: TUPINAMBÁ *et al.*, 2007).

Estratigraficamente sobreposto ao Domínio Cambuci encontra-se o Domínio Costeiro, representado por duas sucessões metassedimentares em fácies anfibolito alto a granulito: a unidade São Sebastião, na porção superior e a unidade São Fidélis, em sua base (TUPINAMBÁ *et al.*, 2007). Este domínio é intrudido por diversas gerações de granitóides, como por exemplo, o Complexo Rio Negro, de idade Neoproterozoica, pré-colisional,

composto por ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, associados à leucogranitos, e o Batólito Serra dos Órgãos.

Na porção central e noroeste do Estado do Rio de Janeiro, sobre o Terreno Oriental é observada a *Klippe* Italva. Em sua base ocorrem gabros, dioritos e tonalitos do Complexo Rio Negro, e sobre eles ocorre o Grupo Italva, composto por uma sucessão metavulcanosedimentar.

De modo geral, a sucessão metassedimentar do Terreno Oriental compreende sillimanita-granada-biotita gnaisses (kinzigitos) com camadas de mármore calcíticos e dolomíticos e lentes calcissilicáticas, além de gonditos, anfibolitos e diatexitos graníticos derivados de granada-biotita gnaisses.

Heilbron *et al.* (2004) definem dois estágios colisionais relacionados à evolução da Faixa Ribeira, denominados de II e III. Tais eventos desenvolveram-se após o fechamento do paleoceano Adamastor. Este fechamento foi gerado pela convergência entre a margem sudeste do Cráton do São Francisco (Terreno Ocidental) e o Terreno Oriental. Nesta convergência ocorreram a subducção para leste/sudeste da crosta oceânica, entre esses dois domínios. O arco magmático que se originou nesta fase corresponde ao Arco Rio Negro.

O Estágio Colisional II corresponde à colisão oblíqua entre dois blocos: o Paleocontinente São Francisco – Congo ao norte e, a leste/sudeste, o Terreno Oriental, com transporte tectônico para oeste/noroeste. O metamorfismo varia de fácies xisto verde (nas áreas mais próximas ao cráton) a granulito de média pressão (no interior da faixa móvel). O magmatismo deste estágio concentra-se no Domínio Juiz de Fora e no Terreno Oriental, associado ao espessamento crustal gerado durante a colisão dos blocos continentais envolvidos, com diversas suítes granitóides.

O Estágio Colisional III, denominado como Orogenia Búzios, é fruto da colisão entre o Terreno Cabo Frio e o Orógeno Ribeira, entre 525 e 495 Ma (SCHMITT *et al.*, 2004). Neste estágio desenvolveram-se três fases de deformação, com lineações minerais e de estiramento com direção NW-SE, de baixo ângulo, e metamorfismo de pressões médias a altas, chegando à zona de transição entre as fácies anfibolito e granulito.

Ao término destes estágios orogênicos citados, iniciou-se uma extensão crustal, gerando o colapso gravitacional do orógeno. Com isso iniciou-se uma fase de magmatismo cálcio-alcalino, com idades variando de 510 a 480 Ma.

3.1. Geologia Local

A área de estudo está localizada na Serra do Cândido, a qual segundo o contexto geológico regional se enquadra na *Klippe* Italva. Através de trabalhos de campo na região foram reconhecidas dois litotipos, o primeiro o mármore, evidente em toda serra, já o segundo é o anfibolito que é encontrado intercalado com o mármore em alguns pontos. A serra apresenta uma forma alongada na direção NE-SW e, segundo CPRM (2008), é composta predominantemente pela intercalação das Unidades Macuco e São Joaquim (Figura 9), as quais estão descritas a seguir.

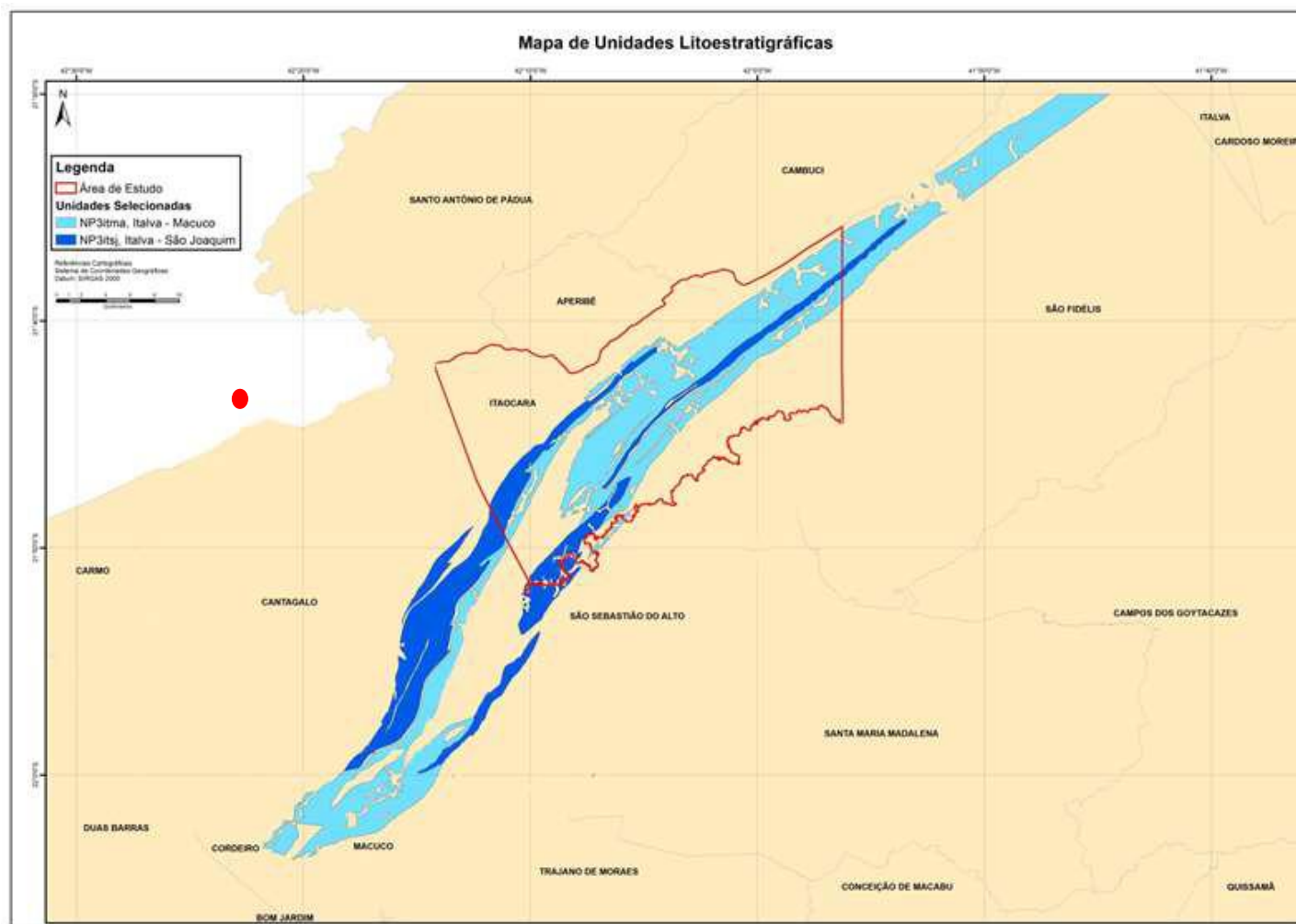


Figura 9- Mapa de unidades litológicas do Grupo Itálva que afloram na área de estudo, com ponto vermelho indicando a localização aproximada da Gruta dos Espinhos (LEAL, 2012 modificado).

3.1.1. Unidade Macuco

A Unidade Macuco ocupa a região central da área estudada (Figura 10), sendo representada por granada biotita gnaiss graníticos e tonalíticos, localmente com sillimanita, de granulação grossa e coloração cinza claro, comumente foliados com anisotropia marcada predominantemente por biotita. Esta Unidade situa-se estratigraficamente abaixo da Unidade Serra da Prata e a nordeste da área mapeada, o contato da unidade Macuco, embora não observado, ocorre com para-gnaisses do Grupo São Fidélis pertencente ao Domínio Costeiro (PEIXOTO & HEILBRON, 2010).

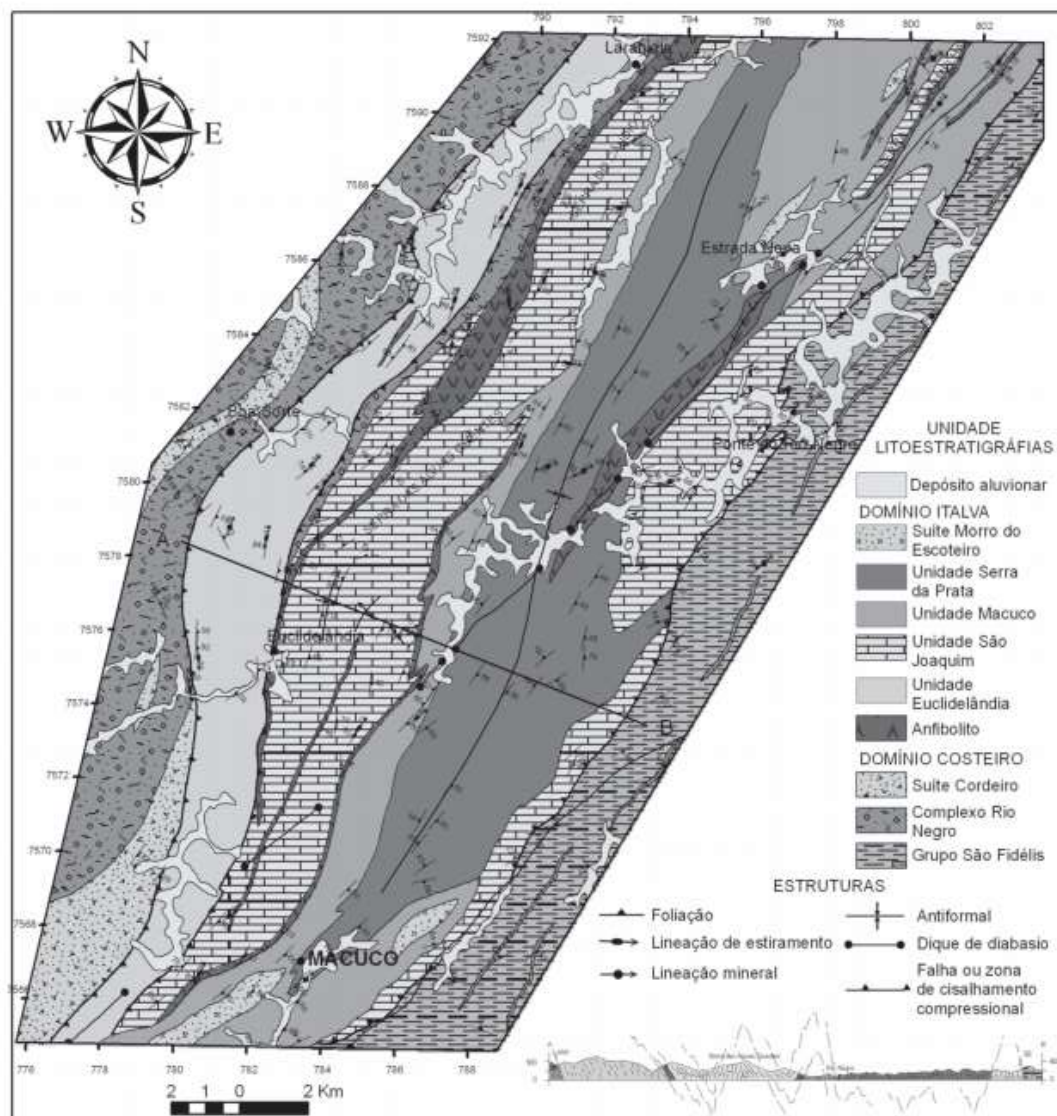


Figura 10 - Mapa e perfil geológico-estrutural do Domínio Italva na região NE do Estado do Rio de Janeiro (Fonte: PEIXOTO & HEILBRON, 2003).

3.1.2. Unidade São Joaquim

A Unidade São Joaquim é representada por pacotes de mármore calcícos com textura sacaroidal, com espessuras entre 500 e 1000 m, que formam o relevo mais escarpado da região (TUPINAMBÁ *et al.*, 2007). É representado pelas principais serras da região, incluindo a Serra do Cândido. Estes mármore apresentam coloração variada desde branca, amarelada, cinza azulada de aspecto leitoso e azul. A granulação varia de média a muito

grossa com cristais de carbonatos romboédricos bem desenvolvidos que chegam a 3 cm (Figura 11) (PEIXOTO & HEILBRON, 2010).



Figura 11 - Detalhe dos cristais de calcita com planos de clivagem em bloco de mármore sacaroidal, próximo a entrada da Gruta dos Espinhos, na Serra do Cândido, município de Itaocara/RJ

Uma feição comum observada nos afloramentos de mármore são bandas centimétricas que se sobressaem no relevo, que são níveis ricos em quartzo granular e de granulação fina sendo preservadas devido a sua composição quartzosa, que a torna mais resistente a erosão. A textura granular dos mármore dificulta a observação de anisotropia, que é expressiva quando há níveis ricos em grafita ou em quartzo bem orientados marcando uma foliação penetrativa (PEIXOTO & HEILBRON, 2010).

Faixas gnáissicas (não mapeáveis) e anfibolíticas (mapeáveis ou não) estão inclusas nesta unidade. Os anfibolitos são *boudins* e camadas centimétricas a métricas contínuas,

paralelas à foliação. Em geral apresentam granulação fina a média, são anisotrópicos e ricos minerais opacos, pirita, segundo observações de campo (PEIXOTO & HEILBRON, 2010).

O contato da Unidade São Joaquim com as unidades adjacentes é dado por uma intercalação marcada por contatos bruscos desde escala centimétrica a métrica. Camadas pouco espessas de anfibolito podem marcar esse contato. A leste da área, o contato embora não observado, é dado com rochas do Grupo São Fidélis do Domínio Costeiro (PEIXOTO & HEILBRON, 2010).

4. Processos de Formação de Cavidades Naturais Subterrâneas

A formação de cavidades naturais ocorre por diversos processos e em diversos tipos de ambientes. Neste capítulo serão abordados os processos de formação responsáveis pela gênese da Gruta dos Espinhos, com ênfase na gênese dos depósitos químicos (espeleotemas) e sedimentares.

4.1. Espeleogênese

Etimologicamente, espeleogênese é a origem de cavernas. Num sentido mais amplo o termo não significa apenas a origem, porém também toda a história de vida das cavernas da gestação até a obliteração (preenchimento completo). Ideologicamente, o estudo de espeleogênese deveria explicar compreensivelmente por que e como as cavernas se originam e se desenvolvem, e quais fatores guiam estes processos (KLIMCHOUK, 2003).

Segundo Klimchouk & Ford (2000) e Klimchouk (2003), espeleogênese é a criação e a evolução de estruturas permeáveis e organizadas na rocha que tem evoluído como resultado de alargamento por dissolução a partir de uma porosidade anterior, tornando-a parte mais essencial do conceito de carste. Um entendimento dos princípios de espeleogênese e seus agentes controladores são indispensáveis para uma correta compreensão da evolução e comportamento dos sistemas cársticos no geral e os aquíferos cársticos em particular.

As cavernas mais abundantes e importantes cientificamente são cavernas que são criadas principalmente pela dissolução da rocha encaixante, devido à circulação de água através de condutos pré-existentes, como por exemplo, fissuras e poros. Entretanto, não é possível aplicar um único modelo espeleogenético para uma grande variedade de definições

geológicas e hidrológicas. Diferentes mecanismos operam em diferentes litologias e em diferentes características para produzir cavernas (KLIMCHOUK, 2003).

Cavernas de dissolução, principalmente de origem carbonática, são formadas onde o fluxo de água na subsuperfície é forte o suficiente para remover a rocha dissolvida e para manter a água subsaturada em contato com a rocha. Como o fluxo de água subterrânea é o principal agente da espeleogênese, o estudo da mesma está ligado diretamente à hidrogeologia. O alargamento por dissolução através de uma porosidade anterior, da origem a uma estrutura organizada de condutos para facilitar a circulação de fluidos em direção a um gradiente mais baixo (KLIMCHOUK, 2003).

Segundo Alonso-Zarza *et al.* (2010) e Gabrovšek (2012), a fonte de água é um critério de diferenciação entre cavernas hipogênica e hipergênica, na qual a formação hipogênica é controlada por um fluxo de água que vem a partir de baixo do relevo, e na hipergênica a recarga de água é feita a partir da superfície (água meteórica). Cavernas hipergênicas podem ser subdivididas em duas zonas devido a sua posição no relevo cárstico, sendo elas eogenéticas ou telogenéticas, no entanto, geralmente não é possível traçar uma linha divisória entre estes dois sistemas na espeleogênese, já que uma evolução no estágio telogenético pode usar horizontes desenvolvidos num estágio eogenético anterior. Geralmente também não é possível fazer uma clara distinção se o desenvolvimento da caverna foi hipergênico ou hipogênico.

O carste telogenético é formado principalmente a partir de fluxos de água meteórica, entretanto em rochas mais maduras (rochas com avançado estado diagenético). O carste epigênico é a base para os conceitos e modelos tradicionais de origem de cavernas, baseados tanto no contexto geomórfico como no hidrológico. Este tipo de carste é desenvolvido a partir da dissolução de rochas carbonática principalmente devido à geração de ácido carbônico pelas

reações com o solo com uma concentração de CO_2 . O sistema epigênico é o mesmo do telogênico, sendo composto predominantemente por sistema de fluxos locais, e/ou parte de segmentos de recarga de sistemas de fluxo intermediários e regionais (Figura 12). O regime de recarga é caracterizado por uma carga hidráulica relativamente alta. (KLIMCHOUK, 2007, 2012).

Espeleogênese epigênica é diretamente relacionada à infiltração de água meteórica e é predominantemente associada com sistemas de fluxo locais e/ou regimes de recarga intermediários até um sistema regional de fluxo de água meteórica. Cavernas epigênicas se formam ao longo de cursos de água (juntas conectadas e/ou poros), onde o maior fluxo ocorre entre os pontos de recarga na superfície e os pontos de descarga em baixos topográficos (KLIMCHOUK, 2012).

Diversos exemplos de cavidades encontradas no carste por perfurações e mineradoras em grandes profundidades têm sido comumente interpretados como paleo(epigênico) carste, simplesmente devido a um predomínio de conceitos epigênicos de carste e espeleogênese. Entretanto, existem alguns exemplos de cavernas em profundidade no substrato, nas quais o desenvolvimento epigênico de carste pode ser definitivamente descartado, por exemplo, em rochas que foram soterradas continuamente após a deposição e nunca foram expostas (KLIMCHOUK, 2012).

Os avanços científicos no estudo de cavernas e do carste nos últimos 20-30 anos levaram ao reconhecimento cada vez maior da possibilidade e ocorrência de cavernas desenvolvidas em condições de profundidade, sem recarga direta da superfície, e sim por água de recarga em profundidade. Este tipo de espeleogênese é denominado hipogênica. O conceito de espeleogênese hipogênica não significa, necessariamente, a formação da cavidade em

grande profundidade mas, preferencialmente, se refere à origem de cavernas formadas devido a ação da profundidade (KLIMCHOUK, 2012).

Segundo Ford (2006) e Klimchouk (2007; 2012), espeleogênese hipogênica é definida como a formação de estruturas de dissolução alargadas pela a ação de fluxo de água de ressurgência. Está associada com regimes de descarga regionais ou sistemas intermediários de fluxo, com grande parte das condições de energia e fluxos opostos. Em áreas de descarga, as cargas hidráulicas são relativamente baixas e diminuem mais próximo da superfície, resultando num fluxo convergente e ascendente, a Figura 12 ilustra este fluxo. Este tipo de espeleogênese decorre a partir de uma variedade de mecanismos geoquímicos incluindo alguns que não precisam de substâncias ácidas. Ao mesmo tempo, cavernas hipogênica formadas em diferentes litologias e através de diferentes processos de dissolução apresentam notável similaridade em seus padrões, morfologias, ocorrência hidroestratigráfica e funcionamento hidrogeológico atual ou inferido, que sugere uma origem hidrogeológica comum.

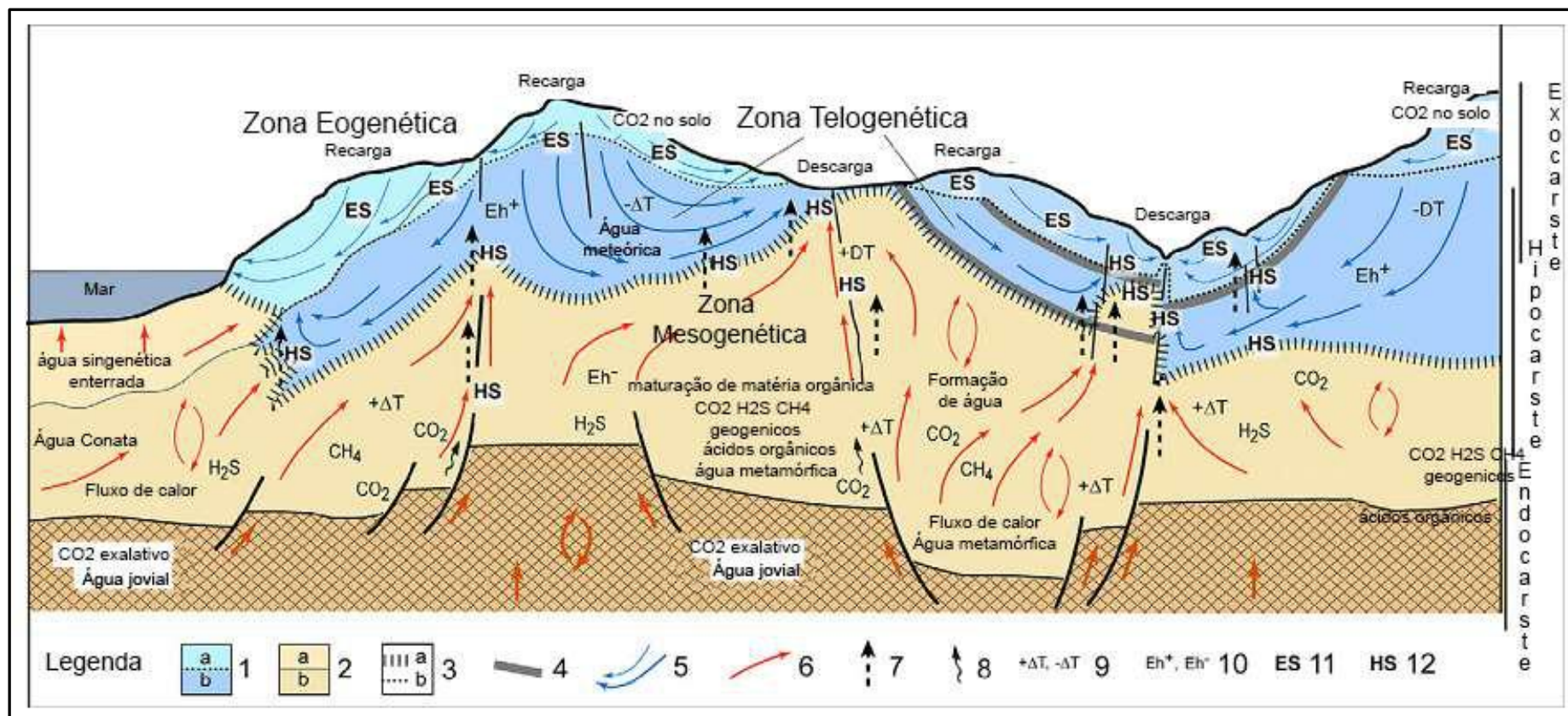


Figura 12 - Carste e espeleogênese no contexto das zonas diagenéticas e regimes de fluxo de águas subterrâneas. O diagrama está fora de escala e está com exagero vertical. 1= meteórico, topografia ditando o regime: a= sistema local (sistema não confinado), b= sistemas regionais e sub-regionais (confinados); 2= regime de expulsão, comumente pressurizado em excesso, ligado a compressão por compactação e tectonismo: a= sedimentos recentemente depositados, b= rochas antigas; 3= interface entre regimes e sistemas de água subterrânea: a= regimes meteóricos/expulsão, b= sistema meteórico local/regional-subregional, 4= rochas pouco permeáveis; 5= caminhos de fluxo meteórico; 6= caminhos de fluxo basinal; 7= melhor comunicação entre formações; 8= entrada intensa de gás; 9= anomalia de gradiente e temperatura: positiva, negativa, 10= condições de reações redox: oxidando, reduzindo; 11= espeleogênese epigênica; 12= espeleogênese hipogênica. (Fonte: KLIMCHOUK, 2012).

4.2. Mecanismos Químicos

A dissolução cárstica pode ocorrer por diferentes processos, sendo eles: dissolução por resfriamento de água termal, dissolução sulfeto de hidrogênio, dissolução por mistura de águas com contraste químico, dissolução por ácido sulfúrico, dissolução por ácidos orgânicos, dissolução de evaporitos, dissolução camadas mistas de carbonato/sulfato e dissolução por ácido carbônico. Este último processo é o que predomina na espeleogênese hipergênica de carbonatos, mas também funciona como um agente hipogênico embora, neste caso, a origem da acidez seja diferente.

A dissolução hipergênica através de ácido carbônico ocorre da seguinte forma: a água das chuvas ao entrar em contato com o ar atmosférico dissolve o dióxido de carbono [CO_2], formando o ácido carbônico [H_2CO_3]; em seguida, estas águas repletas de ácido carbônico já no solo, dão sequência à reação química, formando mais ácido carbônico; este ácido em contato com os minerais solúveis existentes nas rochas entram em dissolução cárstica e percolam as fendas e fraturas do maciço, promovendo a sua recristalização na porção subterrânea do carste sob a forma de espeleotemas. Assim, ao final do processo, o ambiente interno da cavidade natural subterrânea apresenta uma atmosfera própria, contendo elevada umidade e alta concentração de dióxido de carbono (gás carbônico). A reação química geral da dissolução cárstica segue a sequência apresentada na Figura 13.

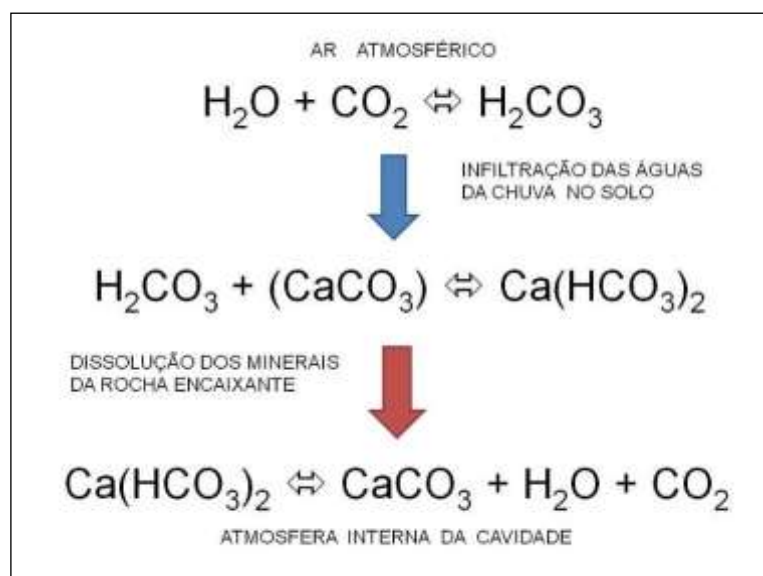


Figura 13 - Esquema geral do processo de dissolução cárstica (Fonte: LEAL, 2012).

Apesar da dissolução por ácido carbônico ser um processo dominante na espeleogênese hipegênica, este processo também funciona como um agente hipogênico. No entanto, o CO_2 é produzido principalmente por metamorfismo progradante e reações de desvolatilização em grandes profundidades, bem como pela degradação termal e oxidação de componentes orgânicos localizados em profundidade através de minerais oxidantes e de diversas outras reações.

4.2.1. Origem e formação de espeleotemas

Precipitação de carbonato a partir de solução supersaturadas de $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$ formam fascinantes cavernas decoradas com estalagmites, estalactites e outros espeleotemas e também criam *flowstones* e terraços de síter, como os registrados nos gêiseres do Parque Nacional de Yellowstone (EUA). A água de chuva quando infiltra na vertical através de solos com vegetação, em direção a rocha calcária, pode absorver grandes quantidades de CO_2 contidos no solo em concentrações tão grandes quanto na atmosfera. Quando essa água se move para baixo, ela dissolve o carbonato do solo e da rocha, tornando-se supersaturada em

CaCO_3 . Se tal solução penetra em uma cavidade subterrânea, a degasseificação (*degassing*) de CO_2 cria uma solução supersaturada a partir da qual ocorre a deposição de carbonato (calcita ou aragonita) (Figura 14). Isto causa o crescimento de espeleotemas de calcita em diversos formatos (WHITE, 1988; DREYBRODT, 2012).

A composição química desta solução depende da quantidade de CO_2 no solo, mas também das condições em que o CO_2 é absorvido. Duas situações extremas podem ocorrer: a primeira quando o solo não contém calcita, somente o CO_2 será absorvido pela solução e a dissolução de carbonato ocorrerá apenas nas fraturas da rocha, sendo uma condição desfavorável para a reação do CO_2 . Para cada unidade de CaCO_3 dissolvida, uma molécula de CO_2 é consumida, logo, quando esta entra na caverna, a concentração de CO_2 pode estar muito baixa a ponto do dióxido de carbono retornar para a atmosfera da caverna e a solução se torna agressiva, causando feições de dissolução na caverna. No entanto, se a pressão parcial de CO_2 no solo estiver suficientemente alta, a degasseificação de CO_2 cria uma solução supersaturada, precipitando CaCO_3 (DREYBRODT, 2012).

A outra situação extrema ocorre quando o solo contém partículas de carbonato e a água da chuva infiltra dissolvendo o carbonato em condições atmosféricas, de tal modo que para cada partícula de CaCO_3 dissolvida, uma molécula de CO_2 é absorvida do solo. Se uma solução atinge o equilíbrio com respeito a calcita e, em seguida, penetra uma cavidade subterrânea, esta solução irá depositar CaCO_3 (calcita ou aragonita), devido a P_{CO_2} da atmosfera da caverna ser mais baixa do que a do solo acima. Há casos intermediários, por exemplo, quando a dissolução se inicia no solo em condições abertas e depois continua nas fissuras da rocha em condições fechadas, também são possíveis (DREYBRODT, 1999; 2012).

Calcita e aragonita também podem ser precipitadas a partir de evaporação destas soluções, sendo um agente mais importante de formação de espeleotemas em cavernas bem

ventiladas e próximo às suas entradas. Em geral, evaporação produz cristais de carbonato bem pequenos; os cristais maiores e melhores desenvolvidos são encontrados em cavernas saturadas por água, onde a perda de CO_2 é o único mecanismo (WHITE, 2012a).

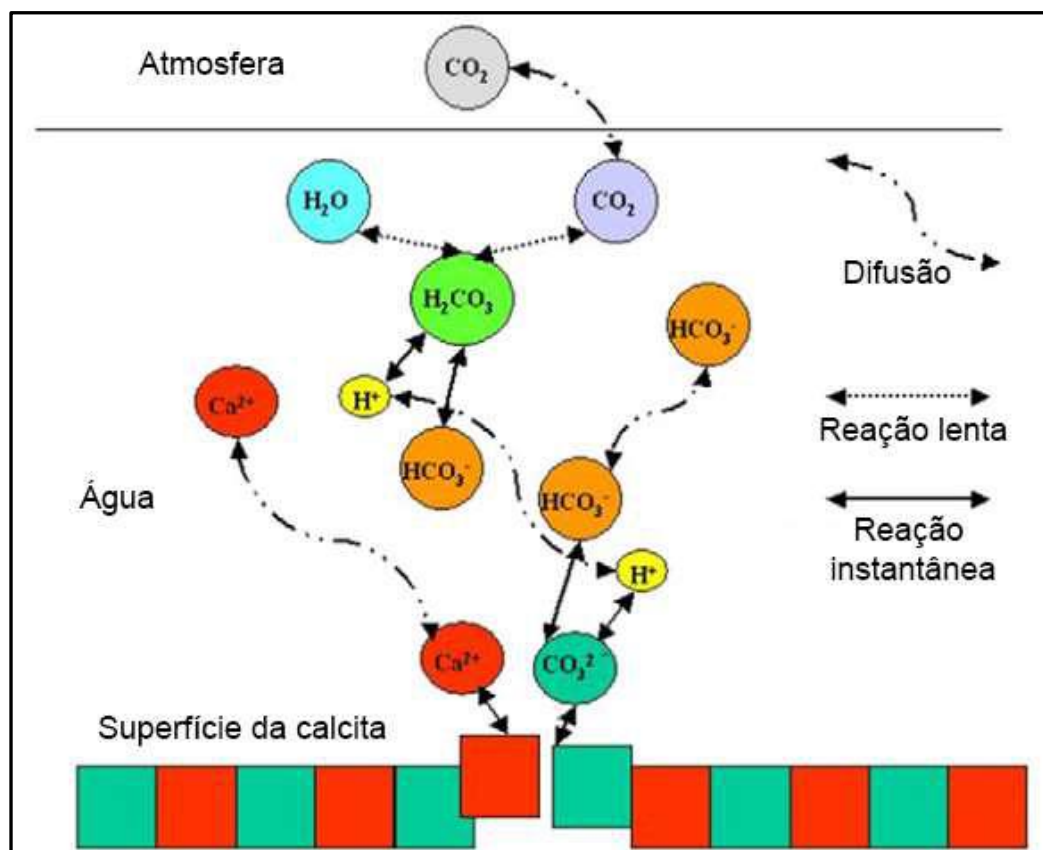


Figura 14 - Visualização das reações químicas e transporte pela difusão durante a dissolução/precipitação de calcita (Fonte: modificado a partir de WHITE, 2012a).

Optou-se por caracterizar os depósitos de caverna no capítulo de Resultados, de modo a comparar os depósitos encontrados na Gruta dos Espinhos com outros obtidos na literatura.

5. Resultados

Através do detalhamento topográfico e da análise dos depósitos encontrados dentro da Gruta dos Espinhos, podemos fazer correlações com análogos da literatura. Estes análogos são de grande importância para a compreensão da gênese da cavidade.

Os resultados são topográficos são apresentados primariamente para que o leitor possa ter uma noção volumétrica da cavidade e posteriormente são apresentados os depósitos químicos e sedimentares.

5.1. Detalhamento geológico e levantamento topográfico da cavidade

A planta baixa da Gruta dos Espinhos de Vieira *et al.* (2011) (Figura 15) foi atualizada quanto a presença de novos tipos de espeleotemas, bem como às nomenclaturas utilizadas. Os novos espeleotemas identificados foram os *flowstones*, que anteriormente eram interpretados apenas como depósitos sedimentares, e as pérolas de caverna (Figura 16). Além destes novos registros, ocorreram adequações às nomenclaturas da *International Union of Speleology*, no entanto, alguns espeleotemas não possuem legenda definida, como por exemplo, as pérolas. Os espeleotemas antes identificados como do tipo dente-de-cão passaram a ser identificados como calcita espática.

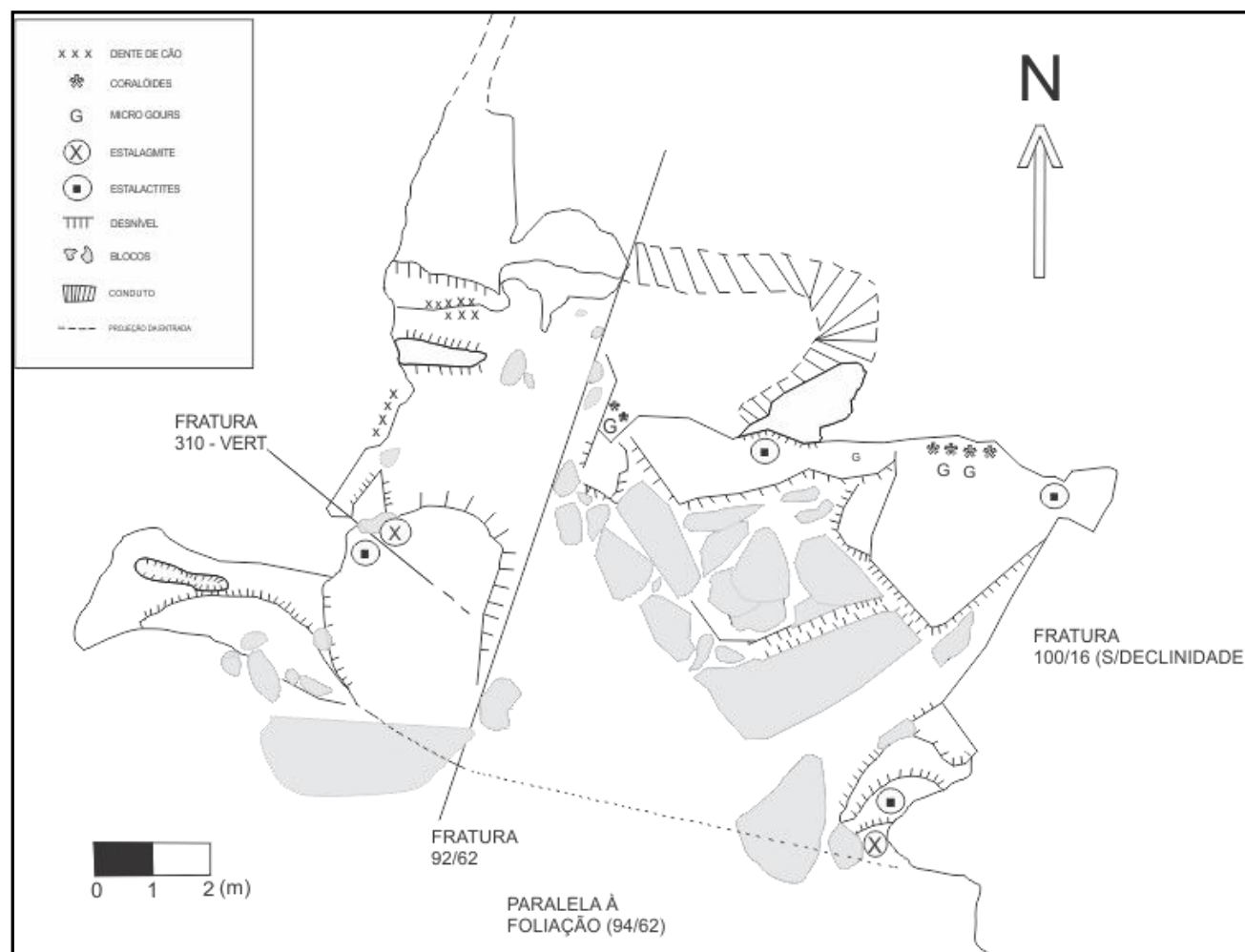


Figura 15 - Planta baixa da cavidade (VIEIRA et al., 2011).

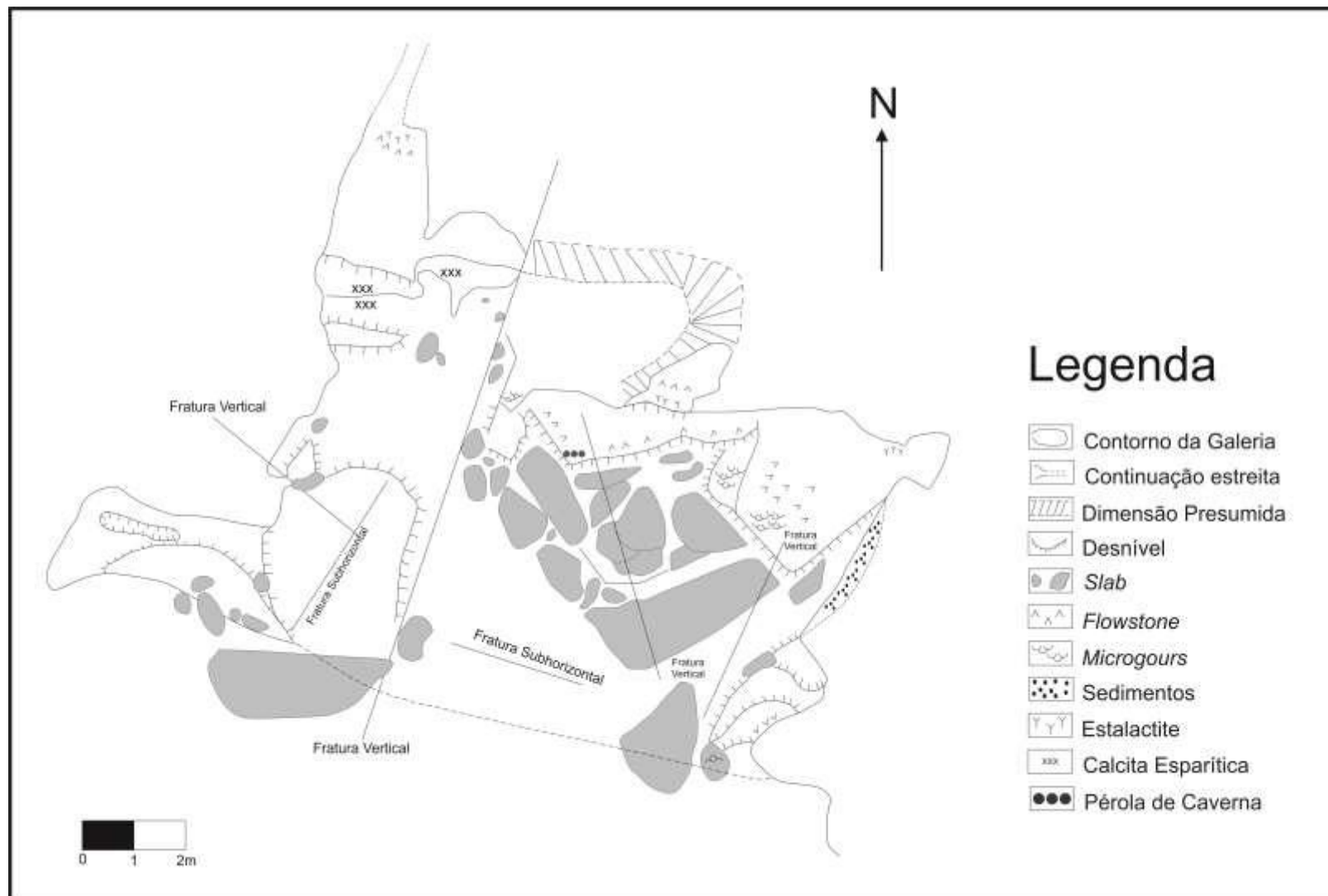


Figura 16 - Planta baixa da Gruta dos Espinhos, Modificado de Vieira (2011).

Para uma melhor visualização da topografia, foram confeccionadas cinco seções transversais nas escalas 1:50 e 1:100 (Figura 17).

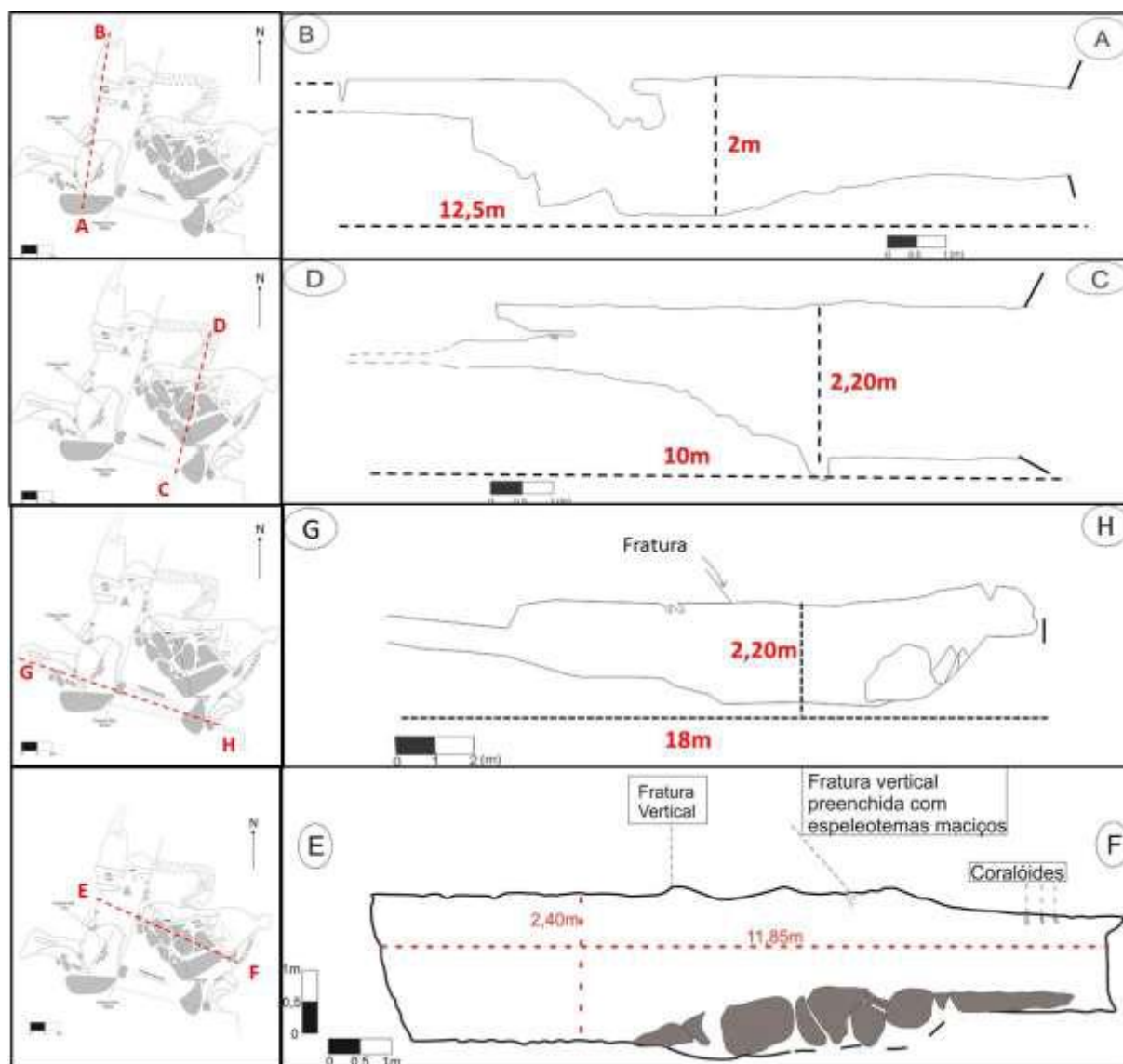


Figura 17 - Seções transversais da Gruta dos Espinhos, que possibilitam uma noção volumétrica da mesma.

5.2. Depósitos de Caverna

Como dito anteriormente, a Gruta dos Espinhos guarda registro de diferentes tipos de preenchimento, sendo eles sedimentares ou químicos. Os registros sedimentares são vistos na forma de diamictitos, pelitos, e arenitos que em alguns pontos apresentam coloração avermelhada. Já os depósitos químicos são vistos com maior frequência no interior da cavidade, na forma de espeleotemas.

Cada espeleotema apresenta uma gênese específica dependendo da sua morfologia. Sendo assim, eles requerem uma classificação mais elaborada já que os fatores que condicionam a sua formação são muitos como, por exemplo: umidade do ar, origem da água, e o principal, a saturação da água em carbonato de cálcio.

Os formatos dos espeleotemas são um resultado de uma competição entre a hidráulica de fluidos transportando os nutrientes para o crescimento dos mesmos e a tendência dos cristais para assumir seus hábitos naturais. Devido a grande variedade de combinações de regimes de fluxo e hábitos de crescimento, existe uma grande quantidade de formas de espeleotemas. Estes formatos tem recebido uma grande variação de nomes e tiveram diversas tentativas de classificação, no entanto, nenhuma delas inteiramente satisfatória (WHITE, 2012a).

Para este trabalho a classificação foi feita levando em consideração as características dos fluxos de fluidos que formam espeleotemas (Tabela 1).

Tabela 1 – Classificação dos espeleotemas baseada em White (2012a)

A. Formas criadas por fluxo aquosos

1. *Flowstones*
2. *Rimstone Dams*
3. Coralóides

B. Formas criadas por gotejamento de água

1. Estalactites

C. Formas Criadas em água parada

1. Calcita espática
 2. Pérolas de caverna
-

5.3. Formas criadas por fluxos aquosos

Fluxos de água em cavernas podem ocorrer como correntes de água ao longo do piso da caverna e isso pode dar a forma de finos lençóis de água fluindo para baixo nas paredes da caverna. Estes finos lençóis que escoam através da zona vadosa da epicarste apresentam elevadas concentrações de carbonato dissolvido e estão sob altas condições de pressão de CO₂, são responsáveis em grande parte pela deposição de espeleotemas. Por outro lado, cursos de água de caverna geralmente apresentam baixa saturação com respeito a carbonatos e a deposição de espeleotemas em leitos é incomum embora existam exceções (WHITE, 2012a).

Quando estes filmes d'água que escorrem pelas paredes da caverna perdem CO₂ ocorre a produção de uma camada de calcita conhecida como *flowstone*. Os *flowstones* são um dos espeleotemas calcíticos mais comuns encontrados em cavernas, sendo de origem

predominantemente subaérea e com menor frequência subaquoso. Consiste de camadas superpostas de cristais de calcita que podem formar lâminas de agregados hexagonais de calcita que crescem livremente e que se desenvolvem de forma dendrítica, ou formar cristais de calcita que tipicamente crescem com seus planos de clivagem perpendiculares as camadas e podem formar pacotes colunares ou fibrosas (Hill & Forti, 1997; White, 2012a), como ocorre na Gruta dos Espinhos (Figura 18-a).

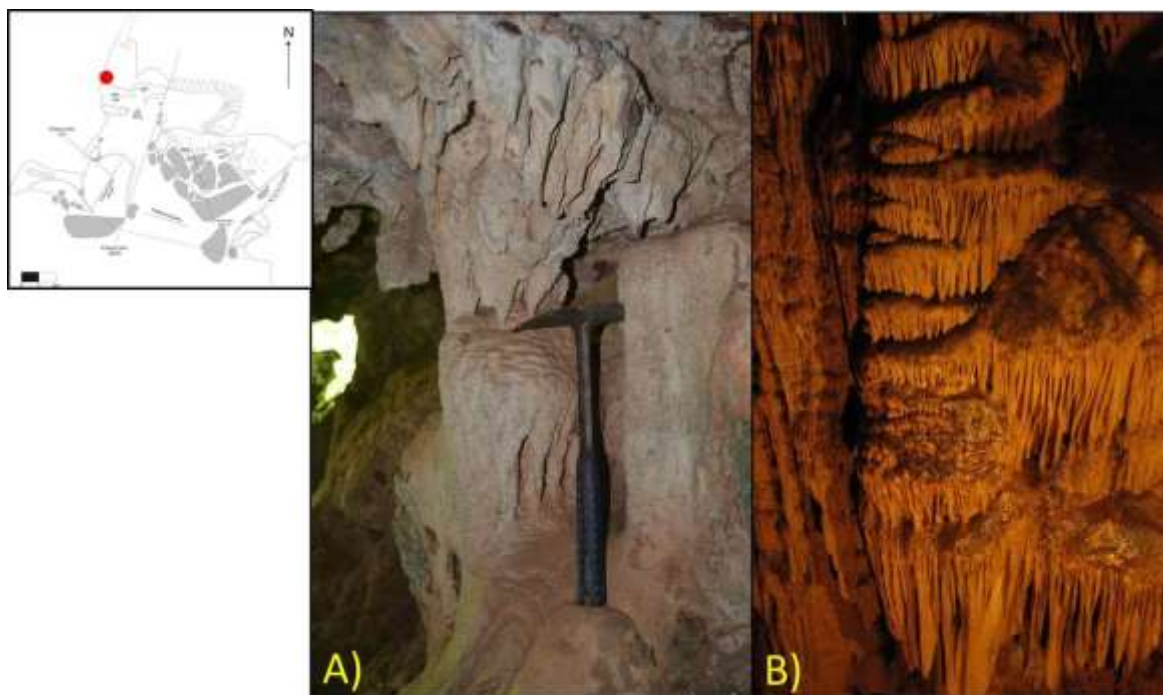


Figura 18 - Espeleotemas do tipo Flowstone, A: Espeleotema na Gruta dos Espinhos, com sua localização à esquerda; B: Espeleotema na Mammoth Cave – EUA (Fonte: www.blog.wenxuecity.com/myblog/14283/200806/14598.html).

Flowstone subaéreo assume uma variedade de formas dependendo da sua forma específica de ocorrência, sendo a mais comum denominada de cachoeira petrificada ou congelada, conhecida de forma alternativa como cascatas ou cortinas. Um dos exemplos mais conhecidos deste espeleotema é o *Frozen Niagra*, na Mammoth Cave – EUA (Figura 18-b).

Um subtipo de *flowstone* subaéreo denominado *canopy*, é formado onde o material de formação do *flowstone* se projeta lateralmente para fora da parede da caverna ou outro espeleotema. *Canopy* apresenta uma variação morfológica denominada de clástica, onde o *flowstone* cobre sedimentos clásticos e, posteriormente, este material clástico é erodido, criando um depósito não suportado de calcário, algumas vezes chamado de piso falso (Figura 19-a) (HILL & FORTI, 1997). Esta variação clástica ocorre como diversos níveis na Gruta dos Espinhos, sendo o espeleotema mais encontrado na mesma (Figura 19-b), indicando que a gruta teve inúmeras fases de preenchimento sedimentar. Neste trabalho ocorreu a tentativa de correlacionar os níveis de *false floor* através de perfis estratigráficos, no entanto sem sucesso.

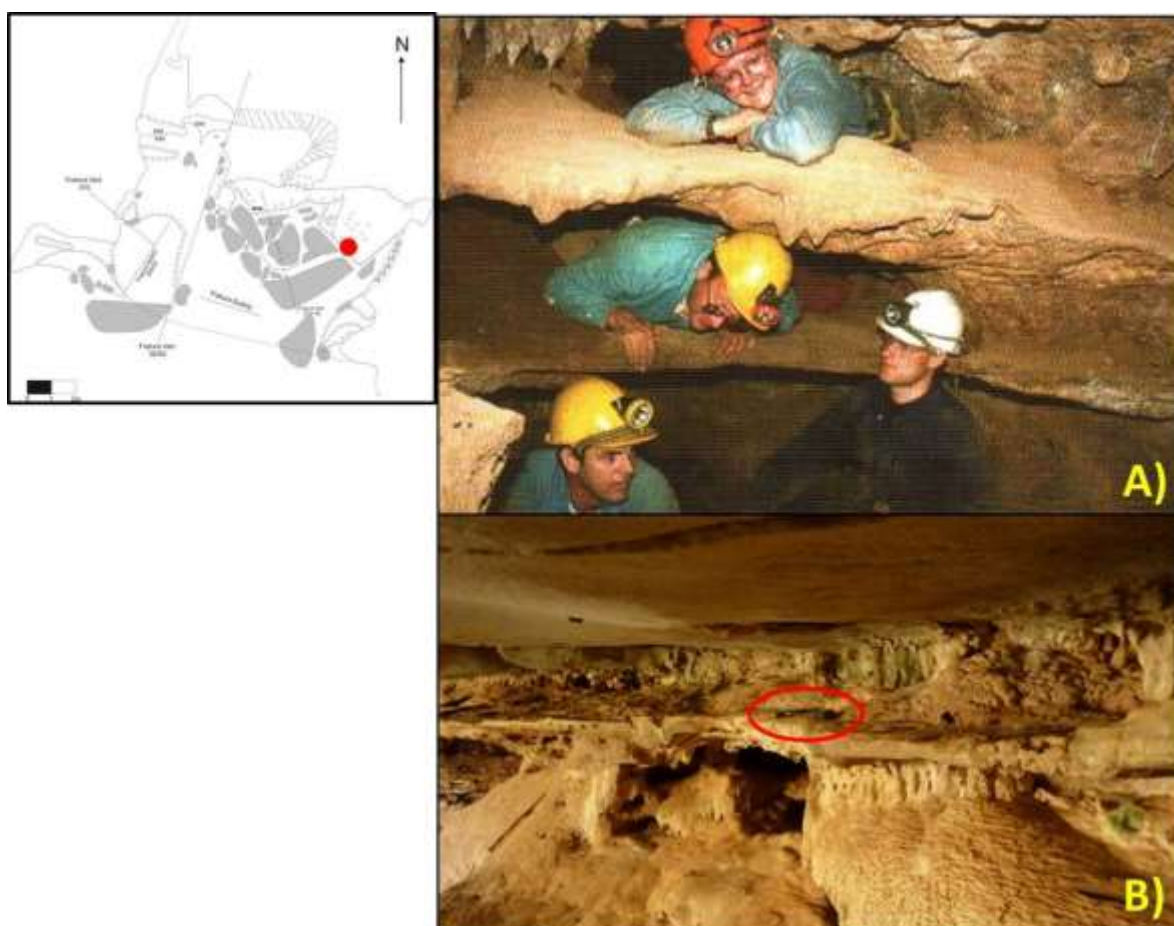


Figura 19 - *Flowstone* do tipo piso falso, A: Espeleotemas na Piano Cave – Austrália (Fonte: HILL & FORTI, 1997); B: Espeleotema na Gruta dos Espinhos, detalhe em vermelho indicando o martelo geológico como escala, e à esquerda a sua localização no mapa da gruta.

Fluxos de água dentro de cavernas que apresentam uma composição próxima a saturação química têm uma excelente habilidade de formar pequenas piscinas, estas, bloqueiam os fluxos de água, e formam estruturas conhecidas como *rimstone dams* (também chamados de *gours*). Os *Rimstone dams* (Figura 20-a) são barreiras de calcita, aragonita ou outros minerais que obstruem os fluxos de água nas cavernas ou piscinas rasas, e apresentam uma estrutura áspera e porosa semelhante a dos travertinos, orientados perpendicularmente a direção do fluxo de água. O mecanismo de formação dos *dams* não é muito conhecido, sendo possível que microrganismos contribuam na sua formação. A definição tradicional, no entanto, diz que os *rimstone dams* requerem um grau de inclinação, ao menos um fluxo de água semi-contínuo, e a preexistência de irregularidades no plano (HILL & FORTI, 1997; WHITE, 2012a).

Os *rimstone dams* se desenvolvem geralmente dentro de *flowstones* ou na parte inferior ou superior. *Shelfstone*, *cave rafts*, pérola de caverna e coralóides subaquosos ocorrem de modo geral lateralmente à borda dos *dams* (algumas dessas estruturas serão descritas mais a frente neste trabalho) (HILL & FORTI, 1997).

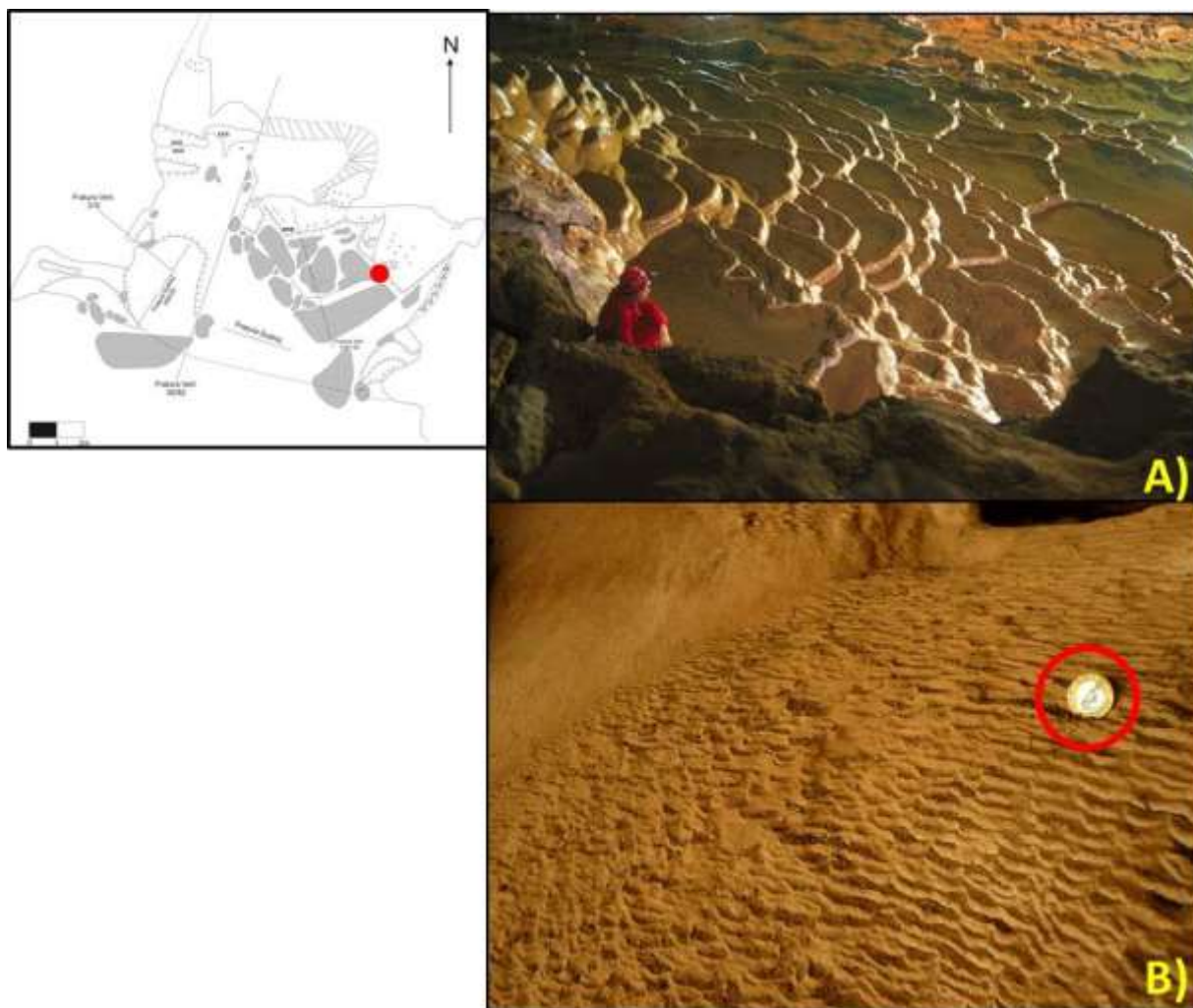


Figura 20- Espeleotemas do tipo Rimstone dams, A: Rimstone dams em Akayoshi Dai – Japão (Fonte: www.cavepics.com/html/awardF.html); B: Microgours na Gruta dos Espinhos, e à esquerda a sua localização no mapa da gruta.

Na Gruta dos Espinhos foram registrados em diversos locais da cavidade *microgours* (Figura 20-b). O termo *microgour* (terraço, prateleira, terraço de *flowstone*) é utilizado para pequenos *rimstone dams* em *flowstone* ou superfícies de gotejamento. *Microgours* parecem rugas ou marcas de onda, que em seção transversal, se assemelham a grandes *gours* em que suas paredes internas apontam para a direção em que a água seguia, são comumente encontrados em superfícies de espeleotemas que apresentam declives, como no caso da Gruta dos Espinhos, onde este espeleotema aparece sob os *false floors* (HILL & FORTI, 1997).

Os espeleotemas que apresentam a gênese mais enigmática são os coralóides, que é o termo utilizado para descrever a variedade de nodular, globular, botroidal, ou corais-como espeleotemas. Estes espeleotemas são pequenos, geralmente com poucos milímetros a alguns centímetros, e crescem em paredes de caverna e sobre outros espeleotemas (Figura 21-a). Alguns são constituídos completamente por calcita e formam em paredes ásperas da caverna, que foram entalhadas por fluxos de água descendo ou na lateral de estalactites. Após estalactites, estalagmites e *flowstones*, coraloides é provavelmente o tipo mais comum de espeleotema (HILL & FORTI, 1997; WHITE, 2012a).

A grande variedade de formas que os coralóides podem assumir depende da sua história particular de desenvolvimento, por exemplo, coralóides de formados em meio subaéreo são geralmente pequenos e com protuberâncias no seu corpo (Figura 21-b), enquanto os formados em meio subaquoso tendem a ser grandes e com contornos mais uniformes. Alguns nomes coloquiais são utilizados para classificar os coraloides quanto a sua morfologia, sendo um deles o *popcorn*, que apresenta uma estrutura de folhas concêntricas que parecem ser retorcidas ou dobradas (HILL & FORTI, 1997).

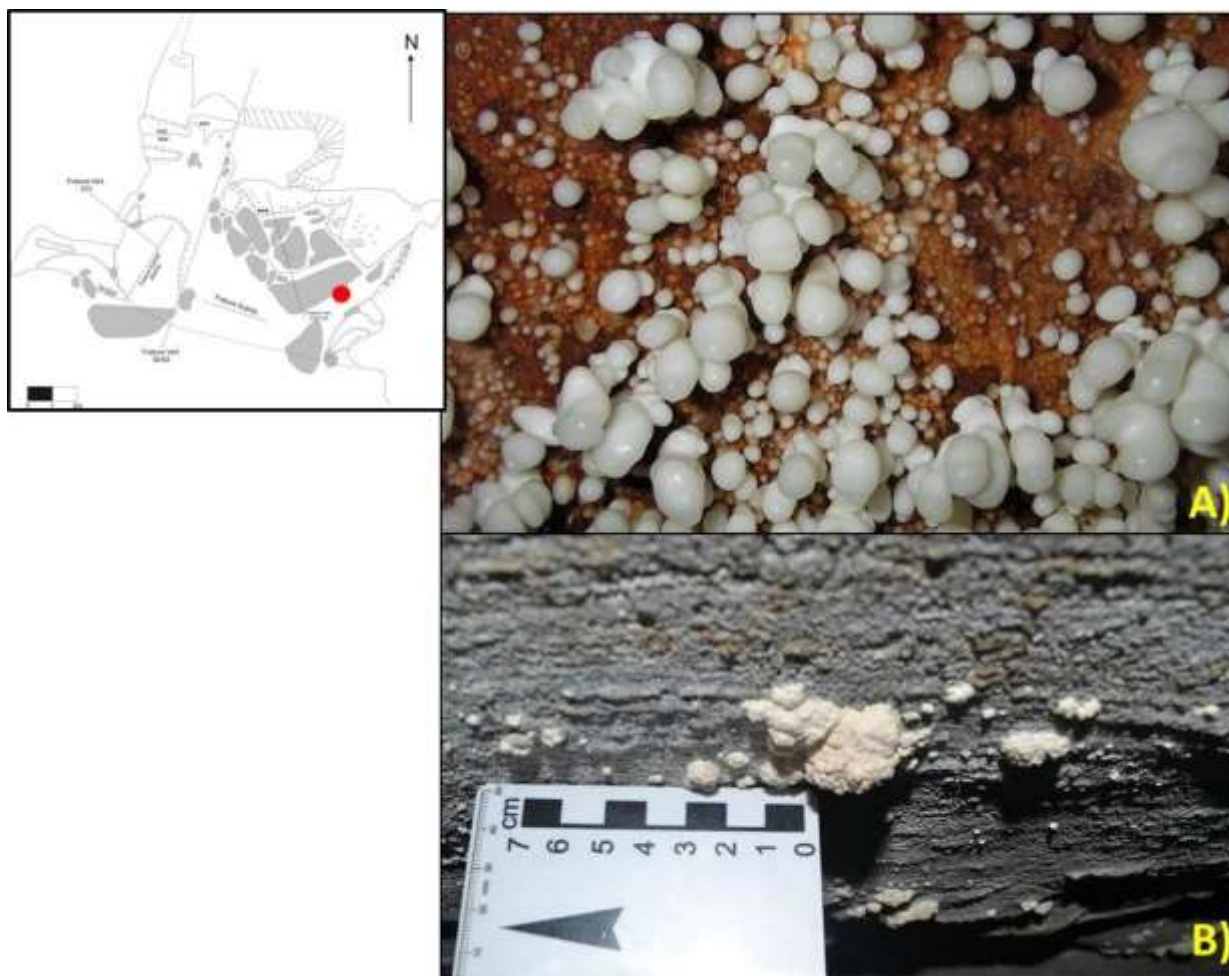


Figura 21- Espeleotema do tipo coralóide, A: Fotografia com zoom deste espeleotema (Fonte: <http://undergroundflashgun.esconatura.com/vgallery3.php>); B: Coralóide encontrado no teto da Gruta dos Espinhos, à esquerda a sua localização no mapa da gruta.

Sabe-se que grande parte dos coralóides é de origem subaérea, gerados através de um filme de água capilar, porém se assemelham morfologicamente com seus primos subaquoso, sendo a diferença apenas o ambiente no qual se formam, sendo que um cresce nas passagens de ar e o outro em baixo d'água. A distinção entre coralóides subaéreos e subaquoso pode algumas vezes ser muito difícil. Quando associados com *cave rafts*, *cave cones*, calcita espática e pérolas de caverna, tem uma forte implicação de a origem foi subaquosa, já coralóides em paredes (Figura 22), áreas de gotejamento, respingo, fluxo, ou condensação de água implica uma origem subaérea (HILL & FORTI, 1997).

Coralóides subaéreos assumem diversas formas devido ao número de diferentes mecanismos hidrológicos, sendo os mais comuns: (1) a partir da infiltração de água através da rocha mãe da caverna e através da estrutura cristalina do próprio coralóide (Figura 21); (2) a partir de um filete de água fluindo na superfície irregular das paredes (Figura 22); (3) por respingo de gotejamento de água; e (4) por condensação de água. Todos estes mecanismos são similares e ligam o crescimento dos coralóides à presença de uma fina camada de água (HILL & FORTI, 1997).

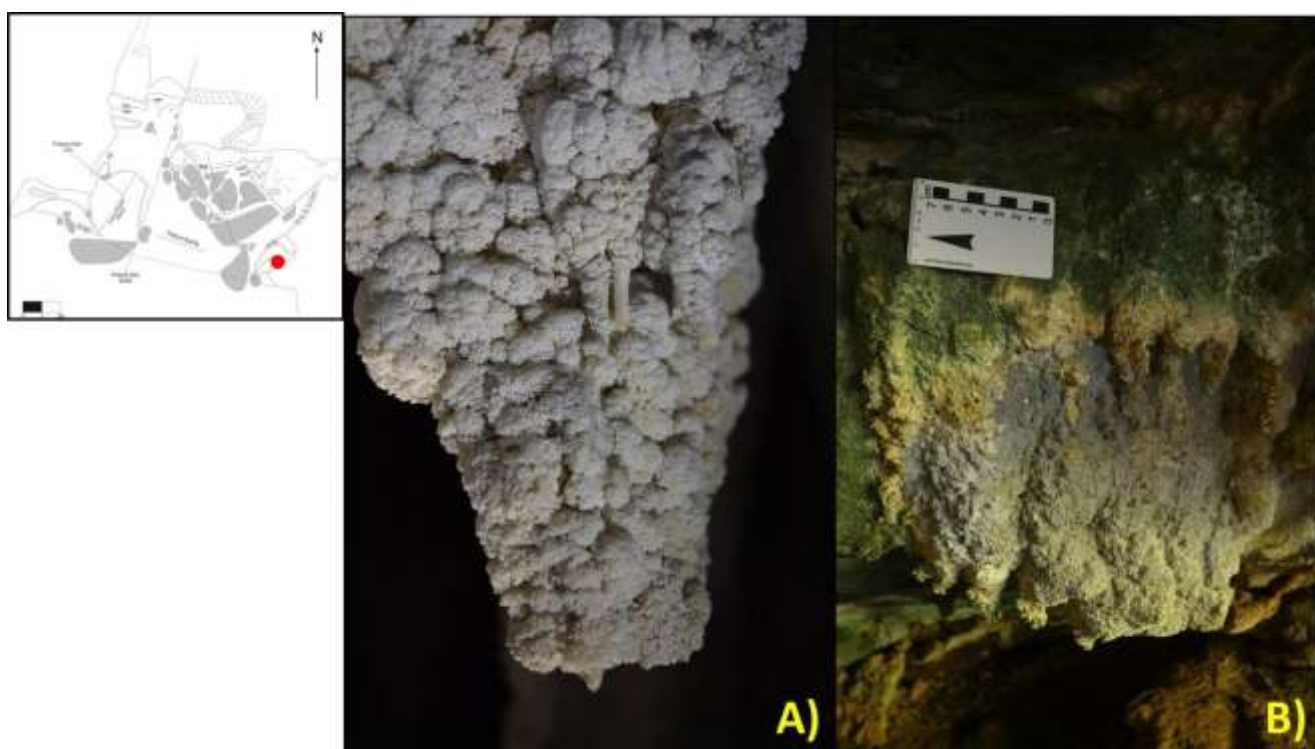


Figura 22 - Espeleotema do tipo coralóide, A: Coralóides cobrindo uma estalactite – Rússia (Fonte: www.commonswikimedia.org/wiki/File:Stalactite_with_cave_popcorn_in_Ruakuri_Cave.jpg); B: Coralóides cobrindo parede e estalactites na Gruta dos Espinhos, à esquerda sua localização na gruta.

O processo de infiltração é o mais universal dos mecanismos, devido ao fato dele explicar a existência de coralóides em qualquer lugar, seco ou úmido, devido ao fato de coralóides geralmente não possuírem um canal central, as soluções aparentemente escoam para fora da parede e entre os componentes cristalinos dos coralóides (HILL & FORTI, 1997).

Coralóides subaéreos podem se depositar sobre saliências irregulares na parede ou em outras superfícies. O principal fator que controla a estrutura interna e a morfologia externa dos coralóides é a evaporação física, e em menor proporção, sua morfologia é controlada pela difusão física de CO₂, que muda localmente, até mesmo sobre o mesmo coralóide ou nos adjacentes. Sendo assim, esta é a única estrutura cristalina e a única forma que é controlada por movimentos de ar estritos (HILL & FORTI, 1997).

O terceiro mecanismo mais comum de formação de coralóides é o respingo. Estudos analíticos de coralóides na caverna Stinge di Crispiano, Itália, mostraram que algumas formas de coralóides encontradas na caverna são geradas pela deposição de partículas de carbonato cálcio suspensas no spray, gerado pelo respingo de gotejamento de água caindo no chão da caverna (HILL & FORTI, 1997).

Coralóides também podem crescer pela condensação de água, onde este mecanismo é tipicamente associado com linhas de *popcorn*, onde condensação-corrosão ocorre acima da linha e o crescimento ocorre abaixo da linha. Na caverna de Cobasel, Romênia, foi descrito que a água de evapo-condensação tem um aumento da capacidade de dissolução de CO₂, durante o período de baixas temperaturas, mas como a água de condensação fica progressivamente saturada, ocorre a cristalização em forma de gotículas de água nos períodos mais quentes do ano (HILL & FORTI, 1997).

Destes mecanismos de formação, acredita-se que os coralóides encontrados na Gruta dos Espinhos são formados principalmente pelos mecanismos (1) e (2). Estes mecanismos

ficam mais evidentes já que o primeiro cresce sob partes do teto da cavidade que apresentam lineações bem marcadas (Figura 23). Já o segundo mecanismo fica evidente numa das paredes da caverna (Figura 22-b).

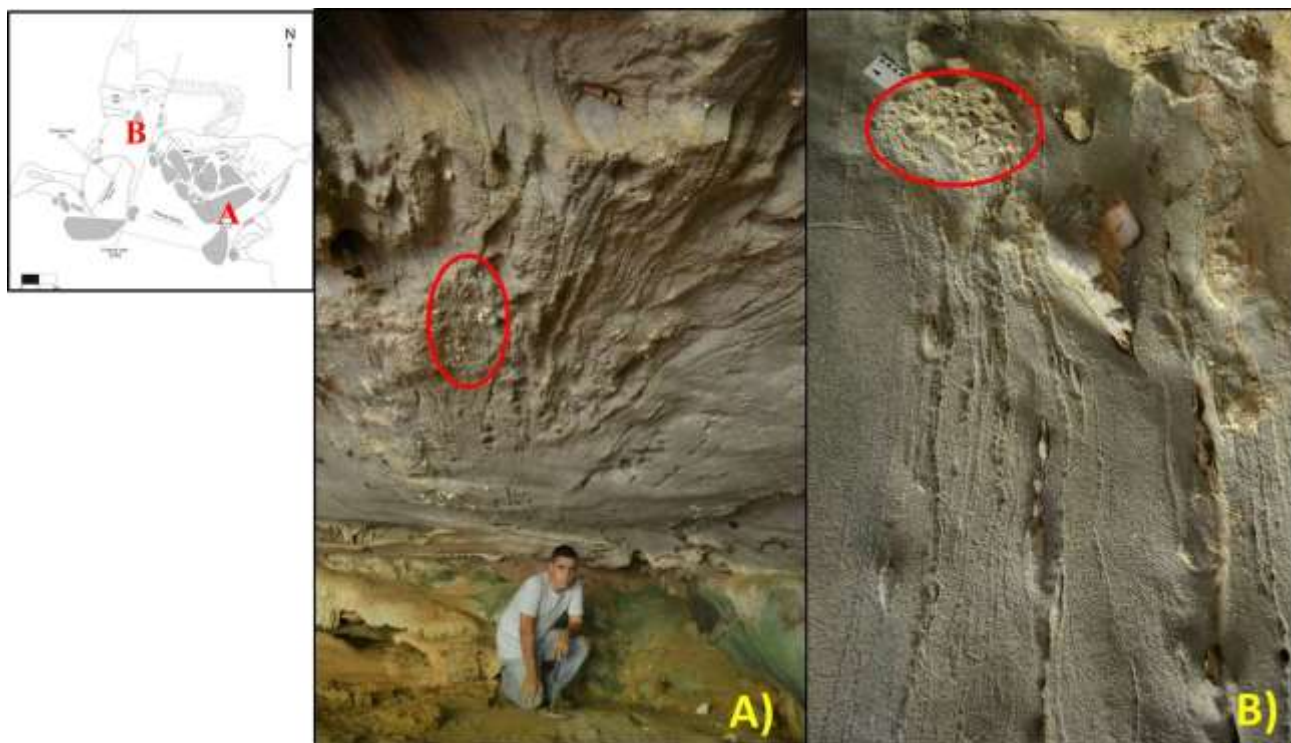


Figura 23 - Lineamentos marcados pelos planos de foliação do mármore no teto da Gruta dos Espinhos, A: Lineamentos localizados no setor leste da cavidade; B: Lineamentos localizados no setor oeste da cavidade. Em ambas as imagens, destaque para os coralóides formados no teto da gruta. À esquerda a localização dos dois pontos no mapa da cavidade.

Coralóides subaquosos são geralmente os maiores e mais uniformemente arredondados. Como o CO_2 é perdido na superfície de uma piscina de caverna, a água contida na mesma torna-se lentamente supersaturada em CaCO_3 . O resultado da precipitação reveste a piscina com coralóides subaquosos. Como uma regra geral, coralóides subaquosos tendem a ser levemente mais descoloridos que seus homólogos subaéreos (HILL & FORTI, 1997).

5.4. Formas de espeleotemas criadas por gotejamento de água

A água que forma estalactites é proveniente da infiltração para baixo a partir do epicarste, que segue caminhos disponíveis ao longo de fraturas até emergir no teto de uma caverna subjacente, ou a água gerada pela condensação. Se as taxas de infiltração, ou condensação são baixas, gotas se formam e ficam penduradas por um período de tempo no qual CO_2 é degasseificado da gota, assim deixando a mesma supersaturada em calcita. Os depósitos de calcita são como anéis finos na superfície na qual a gota está suspensa, eventualmente, esta gota cai, deixando o anel de calcita para trás e uma nova gota se forma. Este processo se repete e o depósito toma forma de um canudo, estalactite (HILL & FORTI, 1997; WHITE, 2012a).

Estalactites continuam a crescer lateralmente e verticalmente pela água que flui para baixo pela parte externa, como pelo canal central, e podem chegar a tamanhos muito grandes e a um peso que excede a força de tensão de sua fixação, assim causando o seu rompimento espontâneo e caindo. Quando vista em uma seção cruzada, estalactites geralmente consistem em anéis concêntricos de calcita ao redor do canal central (WHITE, 2012a).

O formato, tamanho, composição e textura superficial das estalactites são o resultado de alguns fatores: taxa de gotejamento, circulação de ar, perda de dióxido de carbono e evaporação, bem como a umidade, temperatura, concentração da solução, pressão hidrostática e impurezas na solução. Uma taxa de gotejamento lenta combinada com uma alta taxa de evaporação/perda de CO_2 pode produzir um rápido crescimento de estalactite, por outro lado não irá produzir uma estalagmite na parte de baixo. Estalactites que tiveram um crescimento rápido tendem a ser longos e finos, enquanto um de crescimento lento se torna pequeno e grosso no mesmo período de tempo (HILL & FORTI, 1997).

Grupos de estalactites são encontrados geralmente alinhados ao longo de fraturas no teto, que é a forma mais comum de fluxo de entrada de água. No entanto os canais centrais das estalactites raramente se alinham exatamente com as fraturas, e de fato não é necessário que tenham fraturas ligadas a todas as estalactites para que elas possam crescer.

A infiltração de água naturalmente se acumula em pontos baixos do teto e formam gotejamentos que podem iniciar o crescimento da estalactite, sendo assim a água pode descer em certo ponto da fratura, mas se acumular em um ponto mais baixo da mesma. Uma feição parecida com a de estalactites alinhadas podem se formar quando múltiplos pontos de gotejamento se combinam com a mudança de lugar destes pontos, gerando um complexo espeleotema que pode se tornar maciço conhecido como cortinas (Figura 24) (PALMER, 2007; WHITE, 2012a).

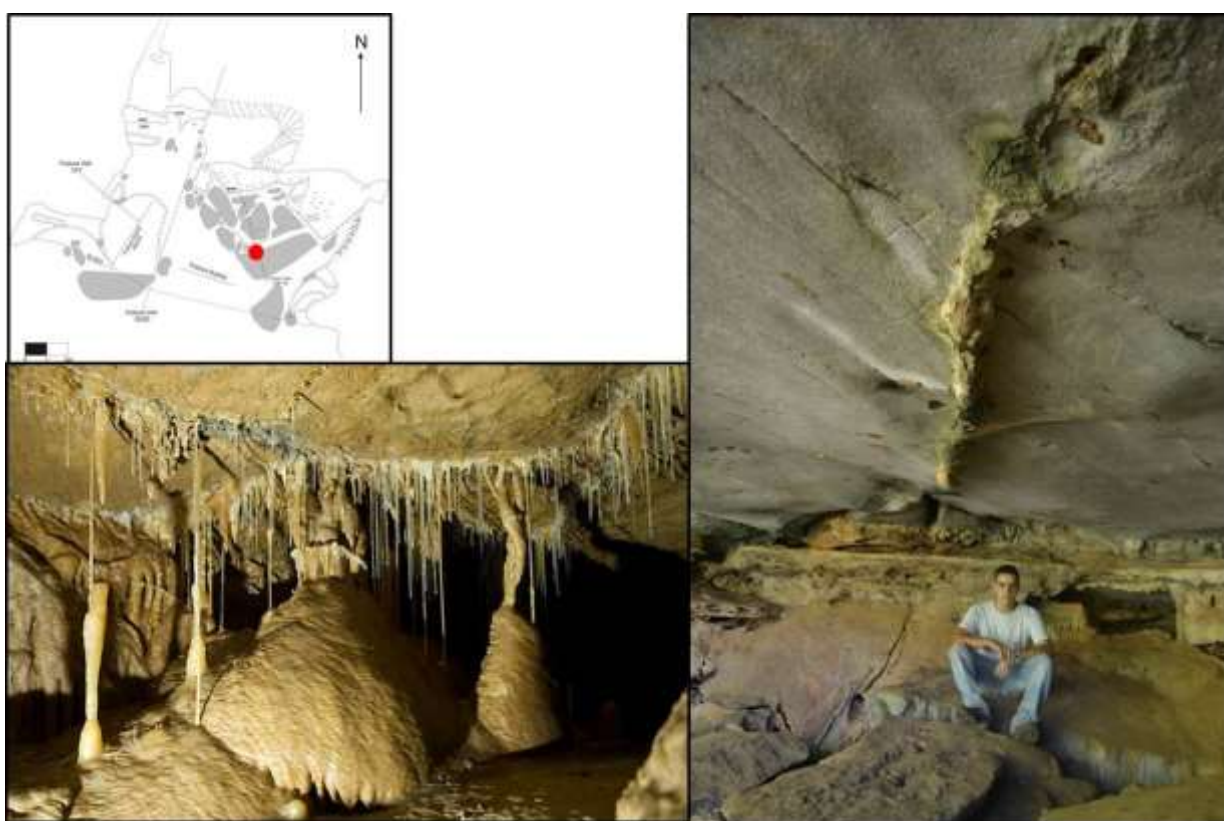


Figura 24- Estalactites alinhadas preenchendo prováveis planos de fratura, A: Cavernas Lincoln – EUA (Fonte: WHITE, 2012a); B: Gruta dos Espinhos, ao fundo pode-se observar os *false floors*, no canto esquerdo superior, localização do espeleotema na cavidade..

5.5. Formas de espeleotemas criadas em água parada

Existe um contraste marcante entre espeleotemas que crescem no limite entre ar e água e espeleotemas que crescem inteiramente imersos na água. Espeleotemas subaéreos apresentam superfícies arredondadas devido às características do fluxo de água, já espeleotemas subaquosos exibem habito de crescimento de acordo com seus componentes minerais (WHITE, 2012a).

A calcita geralmente é cristalizada em lagos pequenos dentro de cavernas. A perda de CO_2 para o ar da caverna é mais ativo nas superfícies destes lagos, de modo que a taxa e espessura da acumulação de minerais também são maiores lá. Em maior profundidade nos lagos, a água se encontra apenas levemente supersaturada, o que permite que grandes cristais cresçam em camadas muito uniformes, porém mais lentamente que próximo à superfície (PALMER, 2007).

Cristais crescem mais rápido na direção de suas maiores direções, por exemplo, nos depósitos de calcita em lagos, alguns cristais estão competindo por espaço, e aqueles com maior dimensão perpendicular a superfície da rocha mãe cresce mais rápido. Eles param o crescimento dos cristais que apresentam uma taxa mais lenta de formação para formar estruturas alongadas como colunas. Este padrão é mais facilmente observado em crostas espessas, onde a organização cristalina teve tempo para amadurecer (PALMER, 2007).

Cristais espáticos apresentam uma das três formas em cavernas: cristal freático, cristal de lago ou cristal subaéreo. Os cristais freáticos se formam dentro da zona freática, o de lago se forma dentro de lago na zona vadosa e o subaéreo se forma através do escoamento de soluções nas paredes da caverna ou através de sedimentos porosos que preenchem a caverna. As condições para formar grandes cristais espáticos (de qualquer composição mineral) são:

(1) Solução pouco saturada com respeito a minerais (devido a alguns fatores como pressão, temperatura, ou troca de CO_2); (2) Um lugar com água estável ou ambiente húmido, no qual os cristais podem crescer sem perturbações; e (3) Tempo e espaço suficiente para os cristais crescerem grandes. Todas as três condições são encontradas em ambientes freáticos, e este ambiente é onde os cristais espáticos crescem mais e com maior perfeição (HILL & FORTI, 1997).

Na Gruta dos Espinhos estes cristais espáticos são encontrados no setor oeste da cavidade (Figura 25-a). À esquerda, observa-se que os cristais de calcita ocorrem na forma de níveis horizontais (Figura 25-b); já à direita, estes cristais apresentam uma morfologia mais alongada e estão dispostos em camadas inclinadas e verticais (Figura 25-c). Acredita-se que estes níveis inclinados apresentam esta morfologia por terem sido precipitados ao redor de um protoconduto preenchido de água.

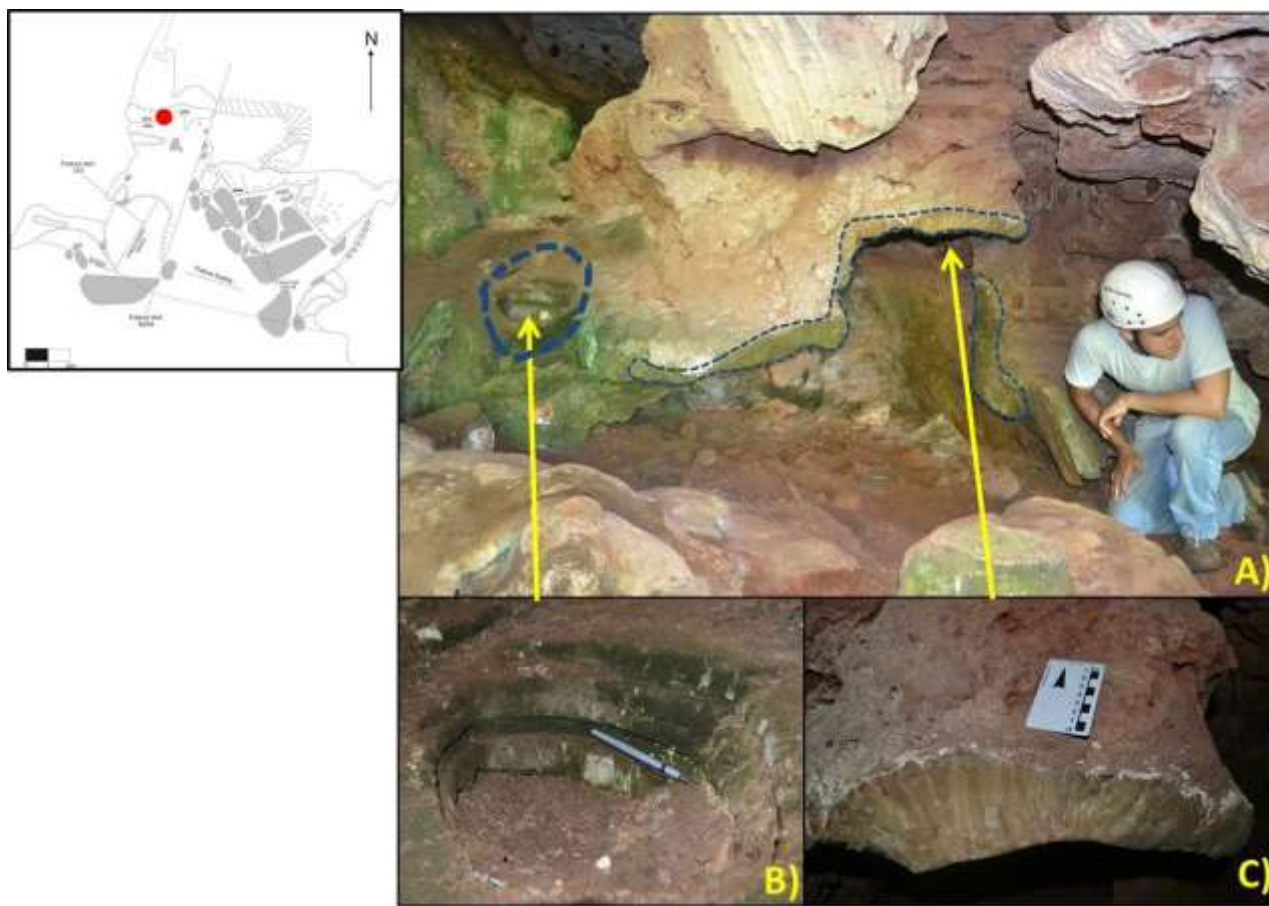


Figura 25 - Crostas compostas por cristais espáticos, A: Foto com visão geral das crostas; B: Crostas superpostas de calcitas espáticas; C: Crosta suspensa com cristais de calcita espáticos. À esquerda, localização do ponto na cavidade.

Cristais espáticos são geralmente compostos por calcita, apresentam geometria alongada as vezes com morfologias mais marcantes como por exemplo, a variedade dente-de-cão (cristais de calcita com extremidades pontiagudas) que é uma variedade mais frequente (Figura 26-a), mas também a cabeça-de-prego (*nailhead spar*), cristais alongados de calcita com terminações abruptas) que são menos comuns (Figura 26-b). As condições que determinam estes tipos são pouco compreendidas, embora a calcita dente-de-cão seja mais comum em depósito de alta temperatura (PALMER, 2007).

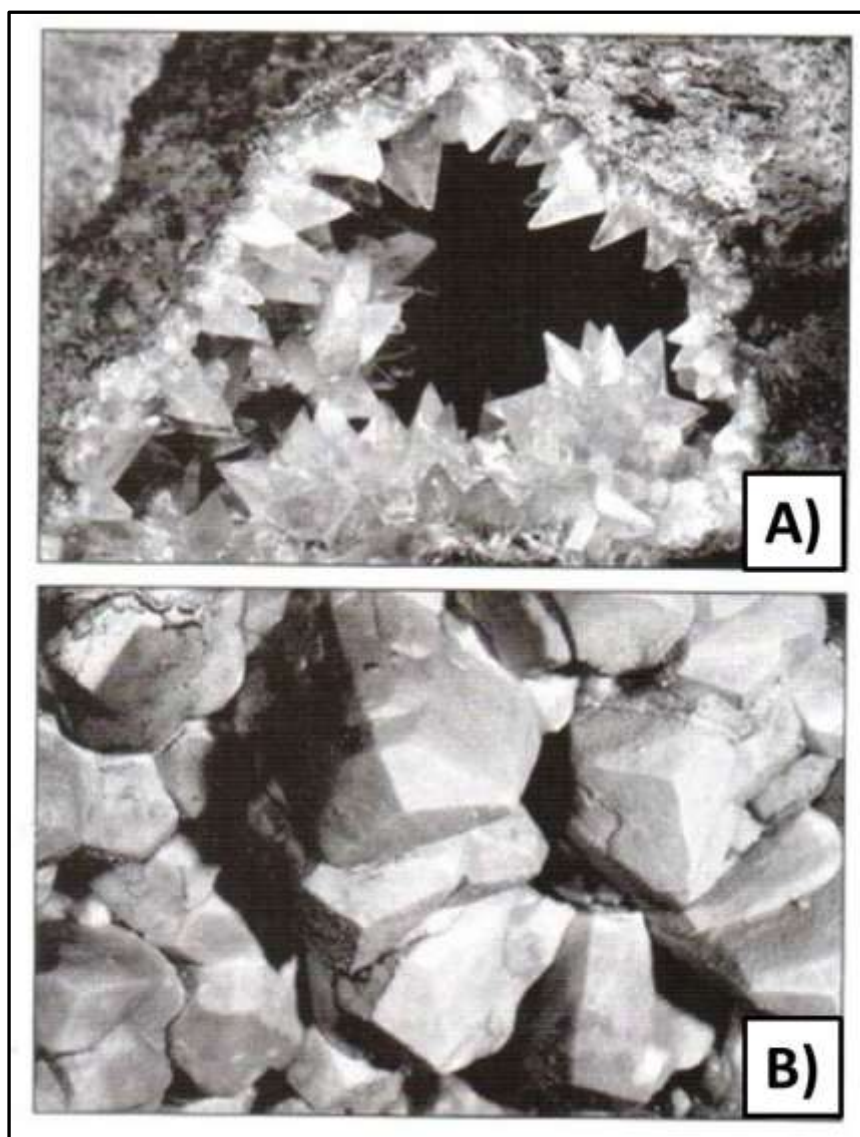


Figura 26 - Exemplos de calcitas formadas em corpos aquosos, A: Calcita dente-de-cão; B: Calcita cabeça-de-prego. (Fonte: PALMER, 2007)

Pérolas de caverna (*cave pearls*) são concreções concêntricas bandadas que se formam em lagos rasos dentro de cavernas e apresentam morfologia arredondada. Algumas vezes se referem a pérolas de caverna como pisolitos ou oolitos, porém estes termos deveriam ser reservados para características texturais na rocha mãe (HILL & FORTI, 1997; WHITE, 2012a).

As pérolas se formam em camadas concêntricas ao redor de um núcleo que pode ser um grão de areia ou mesmo um osso de morcego (Figura 27-a). A ocorrência mais típica deste

espeleotema é em associação com *rimstone dams* e terraços que fornecem o ambiente necessário para a pérola se formar, onde a água está gotejando em cima ou onde a água está fluindo lentamente dentro de um corpo aquoso (*pools*) (HILL & FORTI, 1997; WHITE, 2012a).

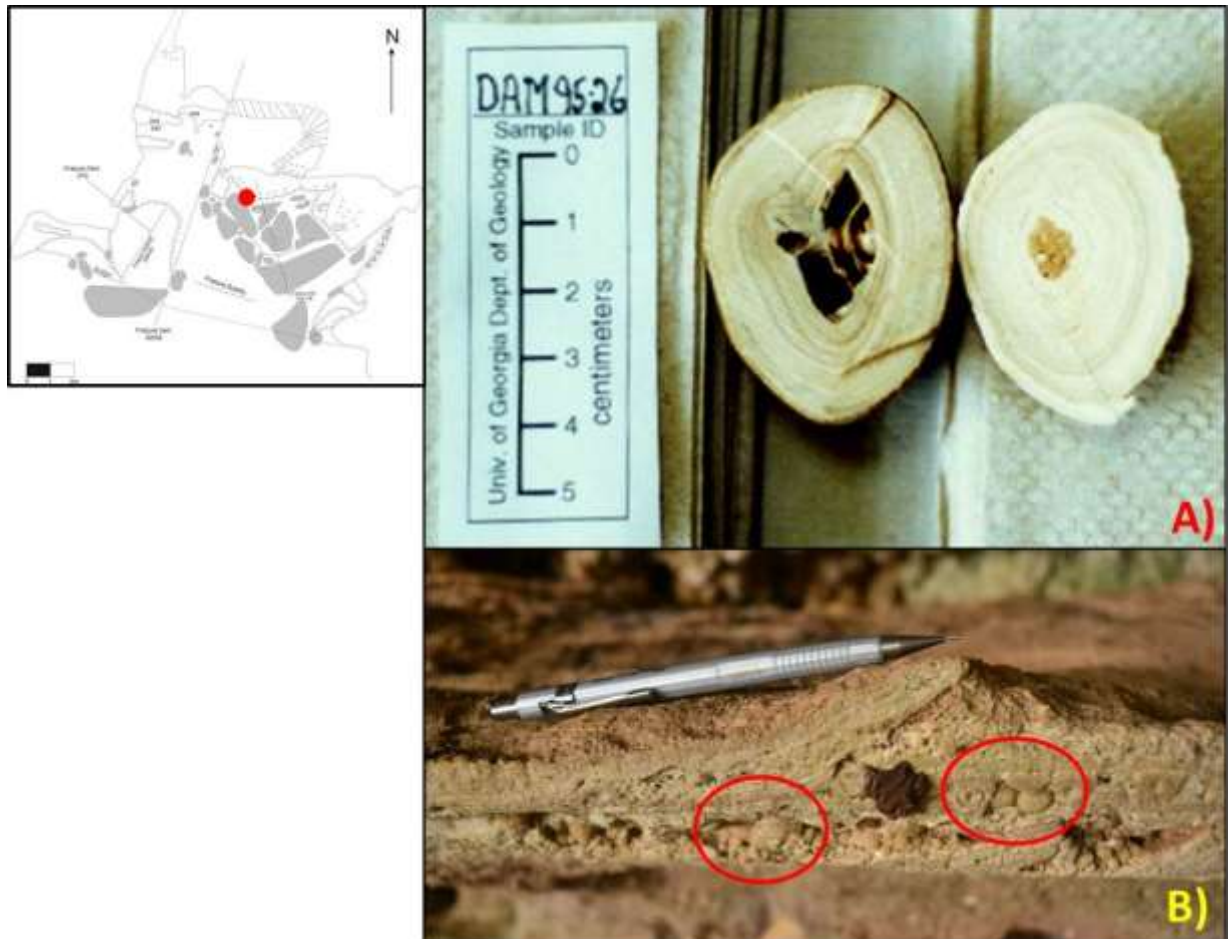


Figura 27 - Espeleotemas do tipo pérola de caverna. A: Pérolas de caverna, a da esquerda foi nucleada ao redor de uma concha de gastrópode e a da direita foi nucleada ao redor de um pedaço de rocha, Drum Cave-Jamaica (Fonte: www.gly.uga.edu/railsback/speleoatlas/SImage0003); B: Pérolas de caverna na base de um *flowstone* da Gruta dos Espinhos, á esquerda a localização dos espeleotemas na planta da cavidade.

Na Gruta dos Espinhos este espeleotema é encontrado associado aos *flowstones*. Acredita-se que as pérolas se formaram devido ao fluxo de água que corria por cima de depósitos sedimentares. Estes fluxos davam origem a espeleotemas do tipo *rimstone dams*, formando pequenas piscinas que alojavam grãos. Estes grãos com a turbulência da água começavam a se nuclear dando origem a depósitos dentro destas piscinas. Devido ao tamanho diminuto das pérolas e às dimensões da gruta (Figura 27-b), é provável que o tamanho da piscina na qual elas se encontravam fossem pequenas.

5.6. Depósitos Sedimentares Siliciclásticos

Cavernas são excelentes armadilhas de sedimentos, com aproximadamente todas as cavernas contendo alguma forma de sedimentos clásticos dentro delas. Estes depósitos, e qualquer fóssil que elas contêm, são geralmente mais bem preservados em comparação aos depósitos em superfície e podem fornecer informações valiosas da gênese e da evolução da caverna e das mudanças climáticas no exterior da caverna (FARRANT, 2003).

Sedimentos clásticos se formam através de fragmentos de rocha que foram desagregados por intemperismo físico ou químico. Estes fragmentos são modificados ainda mais, através de uma seleção no transporte sedimentar e de alteração química (diagênese) durante curtos ou longos períodos de repouso na superfície ou ambiente subterrâneo. Não apenas a origem geológica dos sedimentos, mas também seu lugar de origem determina sua classificação (GILLIESON, 1996).

Os sedimentos podem ser basicamente classificados como: autigênico, que tem sua origem dentro da caverna, sendo sedimentos mais comuns deste tipo, produtos do colapso e desagregação do teto, ou alogênico, que tem origem fora da caverna e comumente inclui

fragmentos orgânicos, como carapaças de animais (Figura 28) e minerais de silicato insolúveis, como quartzo, feldspato ou mica, que são facilmente distinguidos de minerais carbonáticos e evaporíticos. Dentro de cavernas ocorrem duas vias principais de transporte de sedimentos: seja verticalmente pelo colapso, queda, e translocação (preenchimentos gravitacionais); ou lateralmente devido à ação fluvial, fluxo de lama, solifluxão, ou mais raramente por vento, embora a água seja de longe o principal agente de transporte (GILLIESON, 1996; FARRANT, 2003; SPRINGER, 2012).



Figura 28 - Fragmento de carapaça de gastrópode incluído no sedimento com estratificação mal definida, localização deste ponto no mapa à esquerda.

Logo, sedimentos de caverna são diversos e incluem: detritos orgânicos e suas derivações químicas (minerais de fosfato e nitrato) e precipitados químicos inorgânicos. Em uma caverna a assembleia total vai depender tanto do passado e presente geológico, e ambiente climático (GILLIESON, 1996).

5.6.1. Processos de sedimentação

Sedimentos de caverna são principalmente depositados por processos de queda de blocos ou transporte por água. A distinção entre estes se torna difícil de fazer quando consideramos cada processo como correntes de turbidez deslizando na superfície íngreme de um corpo aquoso cavernícola, ou a injeção de fluxos de lama dentro de cavernas tropicais por movimentos de massa (GILLIESON, 1996).

5.6.1.1. Processos gravitacionais

Estes envolvem os movimentos rápidos ou lentos de sedimentos clásticos em ambiente subaéreo, seja em um movimento de massa seco ou saturado. A principal forma de processo gravitacional de sedimentação em caverna é o colapso do teto. A alteração da forma do conduto pelo colapso parece ser o último fato na maioria das cavernas uma vez que a água que as formou se movimenta para outro lugar. Enquanto o conduto é preenchido por água, linhas de tensão na rocha são uniformemente distribuídas em torno da cavidade (figura 29-a); uma vez que a água é removida, a concentração local de tensão leva ao falhamento da seção arqueada, geralmente ao longo de planos de estratificação ou foliação. Este processo se propaga para cima, que leva ao desenvolvimento do colapso da cúpula (figura 29-b) (GILLIESON, 1996).

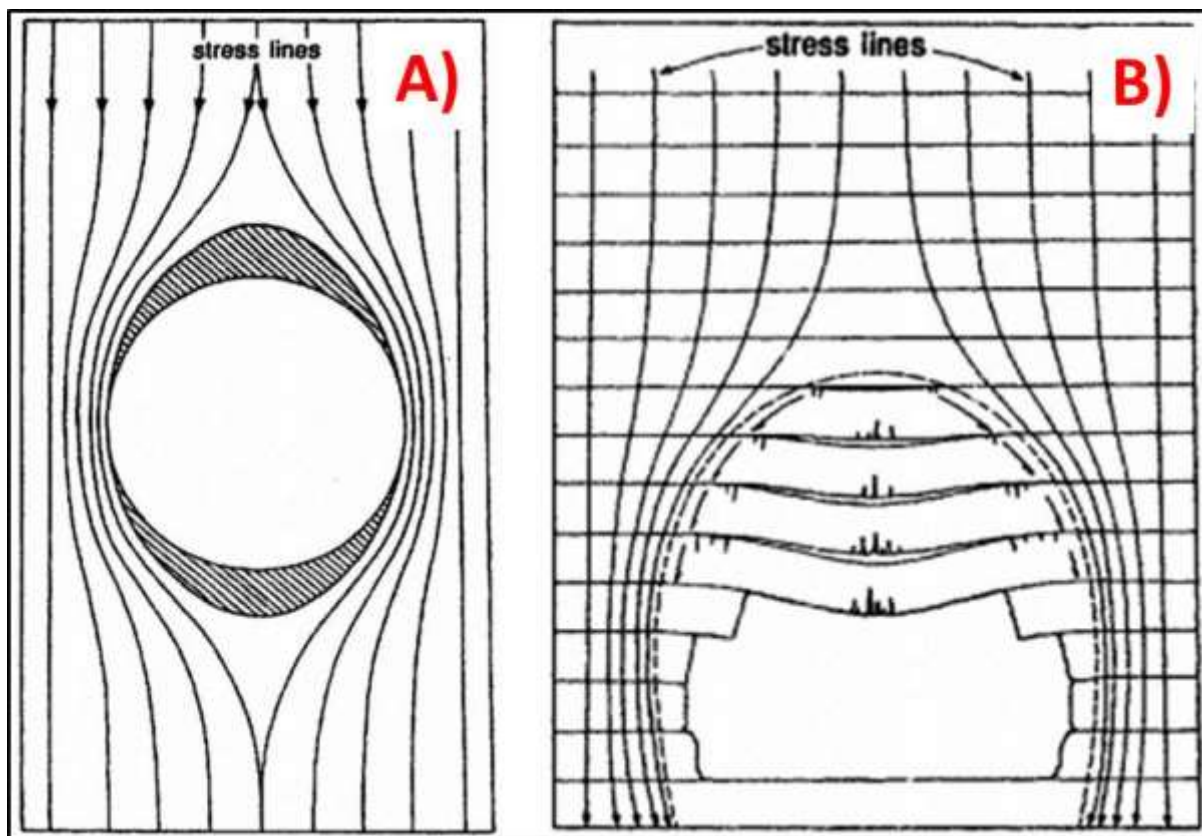


Figura 29 - Distribuição de linhas de stress ao redor de cavidades naturais em carbonato. A: Distribuição ao redor de uma cavidade preenchida por água; B: Distribuição ao redor da cavidade após a água sair da mesma (Fonte: GILLIESON, 1996).

Fragmentos formados pelo colapso do teto variam do tamanho de um punho ao tamanho de uma casa. Seus formatos dependem principalmente da largura do estrato da rocha mãe. Assim, uma rocha que apresenta um acamamento fino tende a produzir blocos achatados ou placóides, enquanto uma rocha maciça tende a produzir fragmentos mais cúbicos (GILLIESON, 1996).

De acordo com White (2012b), os produtos do colapso do teto podem ser classificados pela relação entre os blocos e a rocha mãe. Os fragmentos rochosos encontrados dentro da Gruta dos Espinhos (Figura 30) podem ser classificados como *slabs*, que são constituídos por apenas um tipo de rocha e apresentam formato de placas, com sua largura variando de dezenas de centímetros até alguns metros.



Figura 30 - Slabs encontrados no interior da gruta dos espinhos, localização do ponto na foto à esquerda.

5.6.1.2. Sedimentos depositados por fluxo de água

Cavernas podem ser vistas como “planícies aluviais subterrâneas”, nas quais os processos de sedimentação ocorrem de maneira análoga aos sistemas fluviais em superfície. Isto fornece um esquema conceitual de processo de sedimentação onde a água é o agente de transporte. A maior diferença entre cursos de água subterrâneos e na superfície é que no primeiro, a água e o sedimento estão confinados dentro de um conduto. Isto resulta em dois efeitos principais (GILLIESON, 2003).

Primeiro, a flutuação drástica no nível d’água devido a qualquer fase de inundação ou a morfologia do conduto resultar em declives acentuados de energia ao longo das passagens da caverna. Existe assim uma maior gama de texturas sedimentares por unidade de comprimento do canal do que na superfície, afetando a estimativa da velocidade de fluxo em que foram formados e também a correlação estratigráfica (GILLIESON, 2003).

Em segundo, fluxos de água subsequentes em um conduto particular pode totalmente ou parcialmente remover os sedimentos depositados por um evento anterior. A resistência de uma parcela individual de sedimentos neste processo de retrabalhamento irá depender da sua textura e da geometria do conduto onde está localizado (GILLIESON, 2003).

O grau deste retrabalhamento dos sedimentos irá depender da granulometria e textura do mesmo. Assim, partículas grandes como seixos, e argilas coesas muito finas irão ambas ser resistentes ao retrabalhamento, uma vez que já tenham sido depositadas na caverna. Em contraste, sedimentos do tamanho areia serão rapidamente movidos e retrabalhados. Isto é devido à velocidade de erosão ser maior que a velocidade de transporte para partículas muito grossas ou extremamente finas (GILLIESON, 2003).

Na Gruta dos Espinhos podem ser encontrados sedimentos até tamanho calhau. A maioria dos depósitos sedimentares são arenitos finos a médios, com coloração castanha ou avermelhada, e com quartzo, feldspato e fragmentos líticos em sua composição (Figura 31). Aparentemente não apresentam estrutura, no entanto em alguns pontos que estes depósitos concordam lateralmente com os *flowstones*, estes arenitos apresentam estratificação mal definida (Figura 32-a).



Figura 31 - Arenito depositado sobre o mármore. Detalhe para a face vertical, indicando que esta camada sedimentar já foi parcialmente erodida, localização do ponto no mapa à esquerda.

Estes sedimentos ficaram preservados devido à rápida cimentação carbonática. Sendo assim, alguns arenitos compõem estruturas do tipo *false floors* e, em alguns locais, chegam a ser confundidos com estruturas carbonáticas, sendo necessária uma observação mais detalhada (Figura 32).

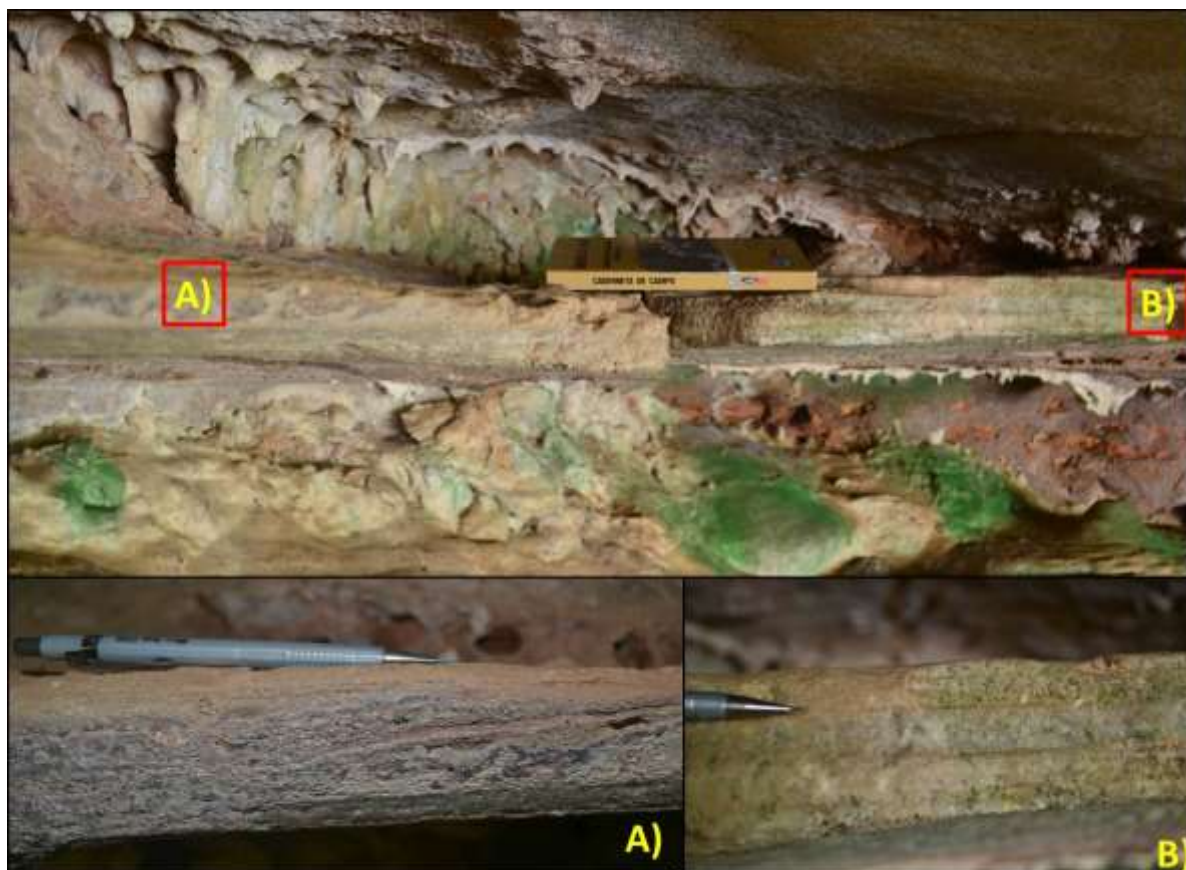


Figura 32 - Nível de false floors com variação sedimentar (A) e carbonática (B).

Os *false floors* são bons indicadores de que a gruta teve diversos momentos de preenchimento e erosão, devido a grande quantidade de níveis encontrados (Figura 33-a). Em um dos *false floor* encontrados, a presença de sedimento na parte inferior corrobora a afirmativa de Hill & Forti (1997) de que este tipo de espeleotema é formado sobre depósitos sedimentares (Figura 33-b).



Figura 33 - False floors, A: Pequenos false floors de composição principalmente siliciclástica; B: False floor com sedimento lamoso sob ele, indicando uma gênese mais recente do espeleotema.

Outra evidência de que a gruta pode ter mais depósitos sedimentares do que é possível observar, sem ter que depredar espeleotemas, foi encontrada na setor oeste da cavidade. Neste ponto da cavidade foi observada uma espécie de processo de incrustação através de escorrimentos de calcita, que criam uma capa carbonática obliterando antigos depósitos sedimentares (Figura 34).



Figura 34 - Processo de incrustação de carbonato por escorrimento nos depósitos sedimentares terrígenos da Gruta dos Espinhos, localização do ponto no mapa à esquerda.

Os depósitos que apresentam maior granulometria são os diamictitos encontrados no fundo da cavidade. Estes diamictitos apresentam cor predominantemente cinza (Figura 35-a), mas com cor avermelha em alguns pontos devido a presença de óxido de ferro (Figura 35-c). Em seu arcabouço foram encontrados clastos de quartzo e feldspato de até 4 cm e litoclastos de anfibolito de aproximadamente 15 cm (Figura 35).

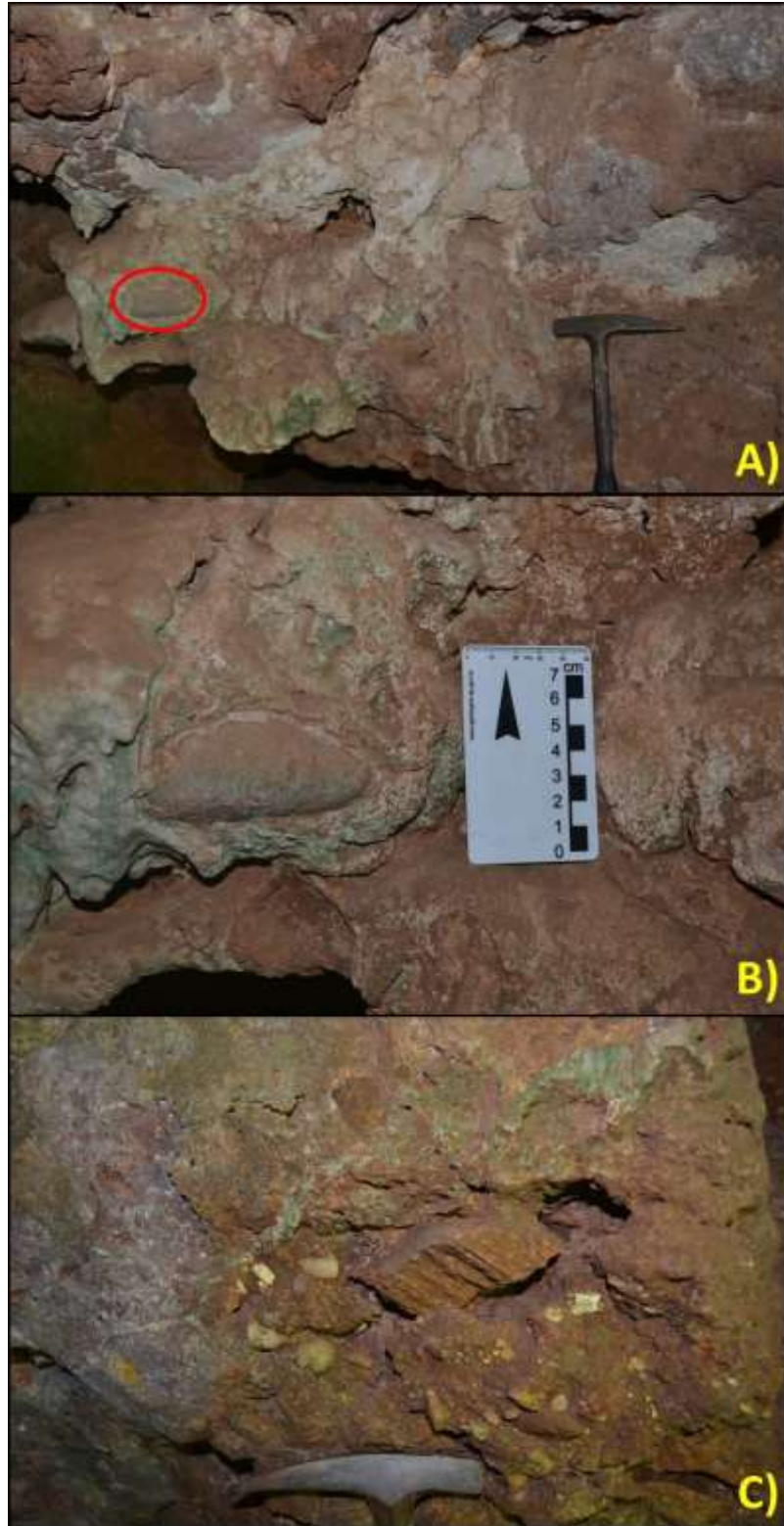


Figura 35 - Preenchimentos sedimentares, A: Diamictito predominantemente cinza, detalhe em vermelho para litoclasto de aproximadamente 8 cm; B: Foto aproximada do litoclasto; C: Diamictito de cor avermelhada com clastos de quartzo e feldspato e litoclasto de anfibolito, os clastos de quartzo apresentam grau de arredondamento subarredondado.

Devido ao grau de arredondamento dos clastos e da granulometria, pode-se dizer que estes sedimentos são de origem hidrodinâmica trativa. O grau de arredondamento é elevado, sendo assim as correntes de água dentro da caverna não teriam energia suficiente para retrabalhar os mesmos.

Durante a análise das lâminas petrográficas feitas a partir de sedimentos da caverna foi encontrado uma espécie de carapaça grande, de aproximadamente 3cm (Figura 36). Carapaças deste tamanho são mais comuns de gastrópodes pulmonados.



Figura 36 - Fotomicrografia de arenito da Gruta dos Espinhos (amostra MN 221 RS). No centro da imagem é possível notar o fragmento alongado de carapaça de gastrópode.

A junção destes dados: granulometria, arredondamento, composição mineralógica e detritos orgânicos corroboram a hipótese de que estes sedimentos apresentam em sua grande maioria origem alóctone. Segundo Gillieson (1996), a interpretação destes dados pode afirmar que estes sedimentos foram depositados em períodos de cheia da drenagem ou por fluxos de detrito laterais à entrada da gruta.

5.7. Caracterização petrográfica dos depósitos sedimentares

Os depósitos sedimentares encontrados foram classificados como diamictitos, arenitos e pelitos. A maioria dos depósitos encontrados na Gruta dos Espinhos são arenitos finos a

médios, com coloração castanha ou avermelhada, e com quartzo e feldspato em sua composição. Não foram observadas estruturas, no entanto, em alguns pontos onde estes depósitos concordam lateralmente com os *flowstones*, estes apresentam estratificação mal definida.

Os arenitos compreendem a maior parte dos depósitos terrígenos da cavidade, provavelmente por terem sido cimentados por CaCO_3 . Devido a este cimento estar em equilíbrio químico com a água das fraturas, ele não apresenta uma dissolução pela mesma, sendo assim sua erosão e retrabalhamento, são principalmente por ação mecânica.

Os depósitos de diamictito ocorrem de forma localizada no fundo da cavidade e estão situados em níveis mais baixos. Estes, provavelmente, foram depositados quando o nível da entrada da gruta estava próximo ao nível de base local, ou seja, a gruta estava sujeita à penetração de fluxos trativos e gravitacionais.

Já os depósitos pelíticos são encontrados em diversos níveis da caverna, podendo estes terem sido depositados sincronicamente aos ruditos ou através da água de fratura. Esta mesma hipótese também pode ser aplicada aos arenitos. Para uma melhor definição da origem destes arenitos, foram confeccionadas duas lâminas petrográficas as quais foram descritas.

As lâminas confeccionadas foram feitas a partir da mesma amostra (MN 221 RS), retirada do setor leste da cavidade, e possuem principalmente quartzo e litoclastos de mármore (cristais de calcita) em sua composição, com pequenas diferenças entre ambas. O arenito da lâmina 221A apresenta granulometria menor e a presença de pequenos cristais de anfibólio (Figura 37). Já a lâmina 221B apresenta grãos maiores de quartzo e mármore/calcita e, em sua porção central, foi encontrada bioclasto representado por um fragmento de carapaça de gastrópode pulmonado, visível também na amostra de mão (Figura 38 e 39). Este bioclasto apresenta recristalização da calcita, formando um mosaico.

A rocha apresenta dois tipos de cimento, um de composição calcítica formando cristais grandes irregulares e que nos setores onde havia porosidade, assume textura poiquilotópica; e um cimento (posterior) de hidróxido de ferro (limonita?), que confere ao arenito uma coloração avermelhada.

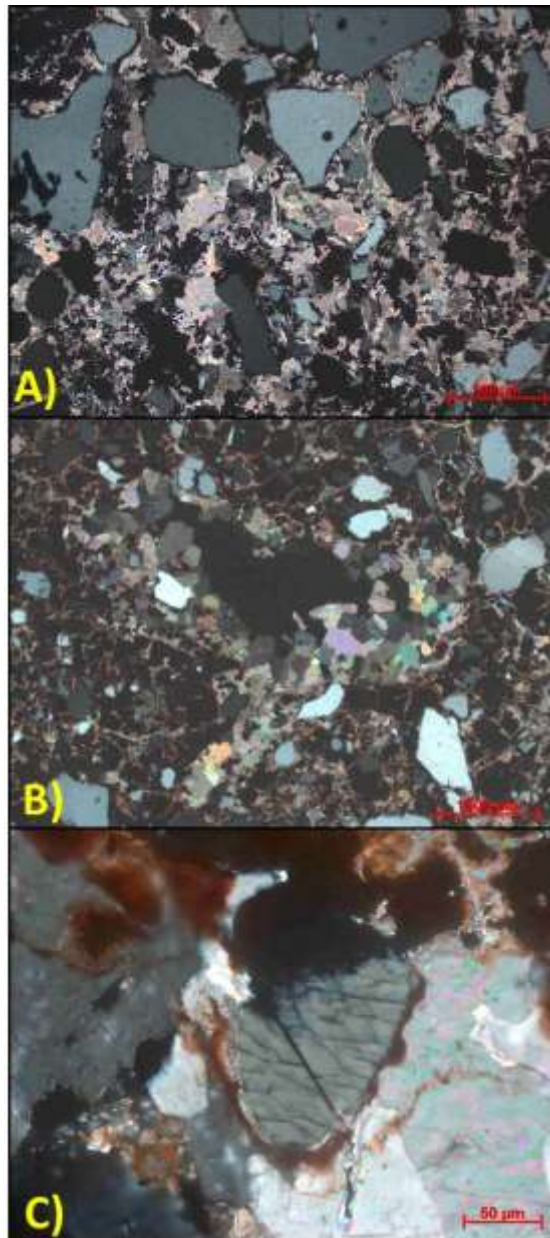


Figura 37 - Fotomicrografias da lâmina 221A, A: Seção típica da lâmina, na qual se podem observar grãos de quartzo cimentados por cimento carbonático; B: Cristais de carbonato se precipitando ao redor de um poro; C: Pequeno cristal de anfibólio envolto em cimento calcítico.

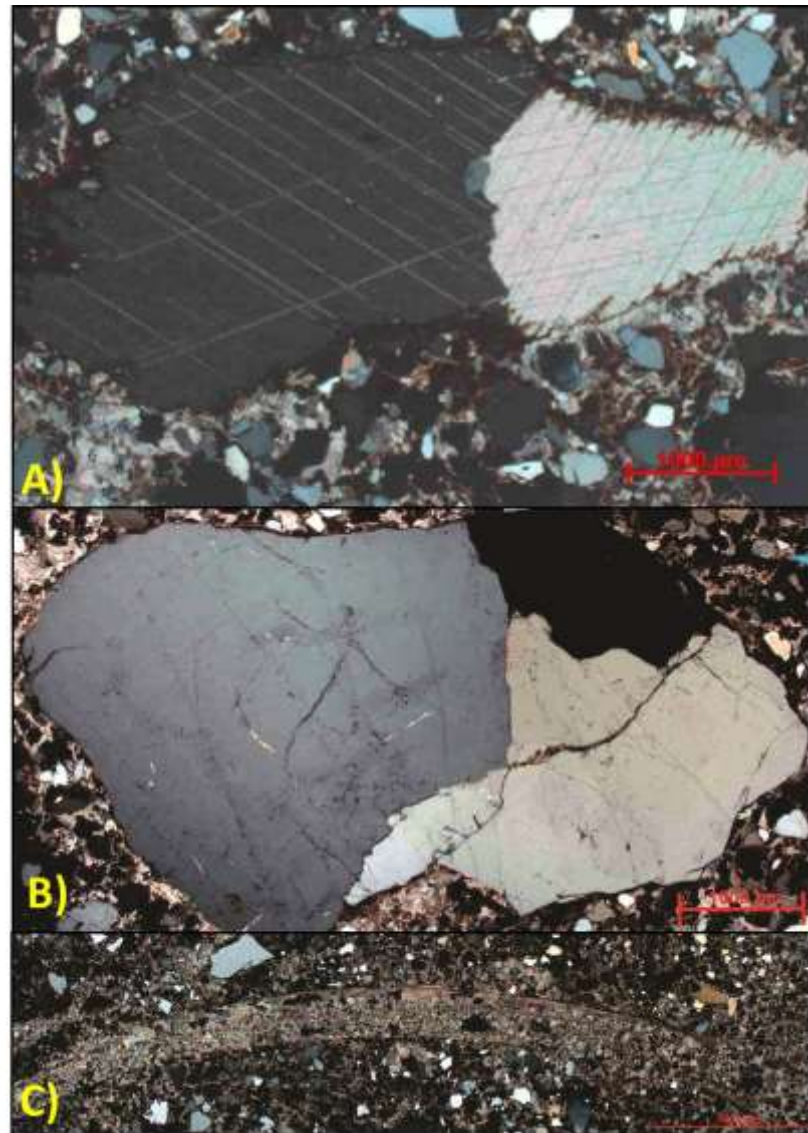


Figura 38 - Fotomicrografias da lâmina 221B. A: Litoclasto de mármore; B: Grão de quartzo policristalino com extinção ondulante fraca e abundantes inclusões fluidas; C: Carapaça de gastrópode recristalizada.

A presença da carapaça de gastrópode encontrada foi de grande importância para a interpretação da origem dos sedimentos (Figura 39). Segundo Gillieson (1996), a presença de fragmentos orgânicos corrobora para hipótese de que estes sedimentos vieram de fora da cavidade, transportados por fluxos de detritos.



Figura 39 - Amostra MN221-RS lâminada, com a carapaça visível.

5.8 Controle geológico e morfologia da caverna

5.8.1. Condicionamento litológico

Frequentemente cavernas são guiadas por alterações na litologia, com passagens se desenvolvendo ao longo ou próximo de junções de rochas carbonáticas puras com rochas impuras, calcários e folhelhos subjacentes, ou calcários e rochas ígneas como, por exemplo, um granito. Pode haver uma camada ou horizonte no qual o desenvolvimento de passagens ocorre preferencialmente, mesmo no estágio de proto-caverna (GILLIESON, 1996).

Através de observações em diversas cavernas ao redor do mundo como, por exemplo, nas cavernas McBride (EUA) e Strong (Austrália), que apresentam junções entre diferentes litologias, fica claro que as impurezas nas rochas carbonáticas tem uma função importante na condução do fluxo d'água no carste. Camadas insolúveis nas rochas carbonáticas funcionam como confinantes do fluxo de água, especialmente em planos verticais, e resultam em “condutos suspensos” (*perched cave passages*) de diferentes tamanhos (GILLIESON, 1996).

Apesar de apresentar uma litologia predominante de mármore, a Serra do Cândido, onde a Gruta dos Espinhos está localizada, também é composta por lentes centimétricas de anfibolito intercalado a estes mármore. Dentro da cavidade foi possível notar em alguns pontos a presença de resquícios de anfibolito que sobreviveram à erosão (Figura 40). Estes resquícios estão presentes em zonas de fratura verticais da cavidade (Figura 41). Ou seja, eles provavelmente serviram como zonas de condução de água para dentro da caverna.



Figura 40- Remanescente de camada anfibolítica no teto da Gruta dos Espinhos, ressaltada através de erosão diferencial.



Figura 41- Junta vertical alargada por dissolução do mármore no teto da Gruta dos Espinhos, A: Visão da fratura vertical no teto; B: Detalhe do interior da junta mostrando resquícios de anfibolito, espessura e aproximadamente 10 cm.

Embora o desenvolvimento de cavernas seja determinado principalmente pelo gradiente hidráulico e a área de captação de água, muitas das morfologias dos condutos e a arquitetura das redes de condutos é determinada pela litologia e pelas feições estruturais (GILLIESON, 1996).

5.8.2. Influência dos planos de acamamento e fraturas

O padrão dos condutos de uma determinada caverna está muito ligado à estrutura da rocha mãe, e são influenciados principalmente pelos planos de acamamento e fraturas (juntas e falhas) que cortam discordantemente o acamamento ou a foliação. Cavernas são muito mais sensíveis à estrutura geológica do que drenagens superficiais e seus vales, porque as águas subterrâneas podem acompanhar sutis irregularidades no acamamento e nas fraturas, algumas das quais apenas podem ser detectadas por um levantamento cuidadoso. Somente grandes estruturas podem influenciar a direção da superfície do vale (PALMER, 2007).

A circulação de água dentro do sistema cárstico é muito maior quando uma conexão de juntas esta presente. Juntas são fraturas simples na rocha com nenhum ou mínimo deslocamento. Estas feições são geralmente geradas por forças tensionais e cisalhantes e podem ser o resultado de esforços tectônicos distensivos, bem como através de processos diagenéticos. A maioria das juntas ocorre perpendicular ao acamamento, porém elas podem ser inclinadas ou até mesmo sinuosas (GILLIESON, 1996).

Planos de acamamento/foliação e juntas apresentam praticamente a mesma importância no desenvolvimento de passagens de caverna, e juntos eles guiam a maioria do desenvolvimento inicial de cavernas. Planos de acamamento/foliação são mais comuns em estratos mais finos, mas mesmo rochas maciças podem conter algumas divisões. A maioria

das juntas em rochas bem estratificadas/foliadas são estreitas, cortando apenas um tipo de litologia, e tendo pequena influencia no formato do conduto (PALMER, 2007).

Grandes juntas são mais comuns em rochas pouco estratificadas/foliadas ou maciças. Nestas rochas, as juntas tendem a ter espaçamento mais largo e se estender a distâncias maiores que em rochas bem estratificadas/foliadas. A maioria das passagens de cavernas neste tipo de rocha tem padrões altamente angulares compostos por segmentos estreitos e retos que interceptam vários ângulos, mais comumente próximo a ângulos retos (PALMER, 2007).

A maioria das juntas são essencialmente perpendiculares ao estrato, assim, em rochas que apresentam um suave mergulho, as juntas tendem a ser quase que verticais. Em visão de mapa, a maioria das juntas são geralmente orientadas paralelamente ao mergulho das rochas, com grandes juntas próximas fazendo um ângulo reto com o mergulho. Rochas com ângulo de mergulho muito alto ou dobradas apresentam um relativo complexo de fraturas, que incluem algumas juntas organizadas em dois conjuntos, com uma orientação de aproximadamente 30° em relação ao ângulo de compressão (PALMER, 2007).

Pequenas juntas podem ser apertadas e relativamente impermeáveis, ou podem ser preenchidas por sedimentos ou calcita. Grandes juntas se iniciam como cavidades angulares, porém se tornam arredondadas pela dissolução com o tempo. A maioria das cavernas mostra passagens com orientação devido às juntas (GILLIESON, 1996).

No caso da Gruta dos Espinhos, a serra na qual ela se encontra apresenta um padrão de fraturamento caracterizado principalmente por feições verticais e sub-horizontais (Figura 42). Estas fraturas associadas a foliação de $105/63^\circ$ medidos no anfibolito dentro da gruta, condicionaram parcialmente o desenvolvimento da cavidade. As descontinuidades produzidas nos contatos litológicos dos anfibolitos e dos mármore serviam como condutores de água, formando através da dissolução, juntas verticais. As juntas em certo momento encontraram

planos de fratura verticais que aceleraram o fluxo da água e, por fim, encontraram um plano de fratura horizontal.



Figura 42- Vertente SE da Serra do Cândido, observando-se o seu padrão de faturamento. A: Visão geral de um paredão com planos de fratura; B: Aspecto da imagem acima, destacando as juntas horizontais.

Acima da entrada da gruta foram observados mais dois planos de fratura horizontais (não acessíveis), sendo um deles com um espaçamento maior. É provável que estes planos tenham sofrido processo de dissolução, mas tendo sido abandonados com o desenvolvimento dos planos de fratura e juntas verticais.

6. Discussões

Através da análise dos depósitos químicos (espeleotemas) e sedimentares, dos dados petrográficos e através da busca de análogos na literatura, foi possível sugerir uma espeleogênese para a Gruta dos Espinhos.

Neste trabalho foram identificados e catalogados seis espeleotemas, sendo estes, na maioria, formados a partir de fluxo de água ou água parada, sendo apenas algumas estalactites geradas por gotejamento. Devido ao ambiente de formação dos mesmos, pode-se dizer que a Gruta dos Espinhos teve grande parte do seu desenvolvimento em ambiente freático, ou na interface freático/vadoso, ou seja, com a cavidade inundada por longos períodos.

As estruturas como as fraturas e as intercalações de anfíbolitos foram de grande importância para o início do desenvolvimento da cavidade. Dados bibliográficos de Veni (2012), associados às fraturas encontradas acima da entrada da cavidade (Figura 43), remetem a um modelo de evolução de condutos. Este modelo mostra três estágios evolutivos de condutos superpostos, onde o conduto superior apresenta um maior fluxo de água em relação ao de baixo.



Figura 43 - Visão da parte superior da escarpa de mármore onde está localizada a Gruta dos Espinhos. Detalhe em vermelho de junta horizontal mais alargada formando uma cavidade acima da gruta estudada.

No entanto, estes condutos estão conectados por passagens verticais, sendo elas juntas alargadas ou até mesmo uma diferença litológica, servindo como condutor do fluxo. Estas conexões tendem a aumentar conforme a dissolução aumenta ou a taxa de erosão da rocha intercalada, fazendo com que aumente o fluxo de água do conduto inferior, até um ponto em que a largura desta conexão é tão grande a ponto de capturar totalmente o fluxo do conduto superior, deixando ele abandonado (Figura 44).

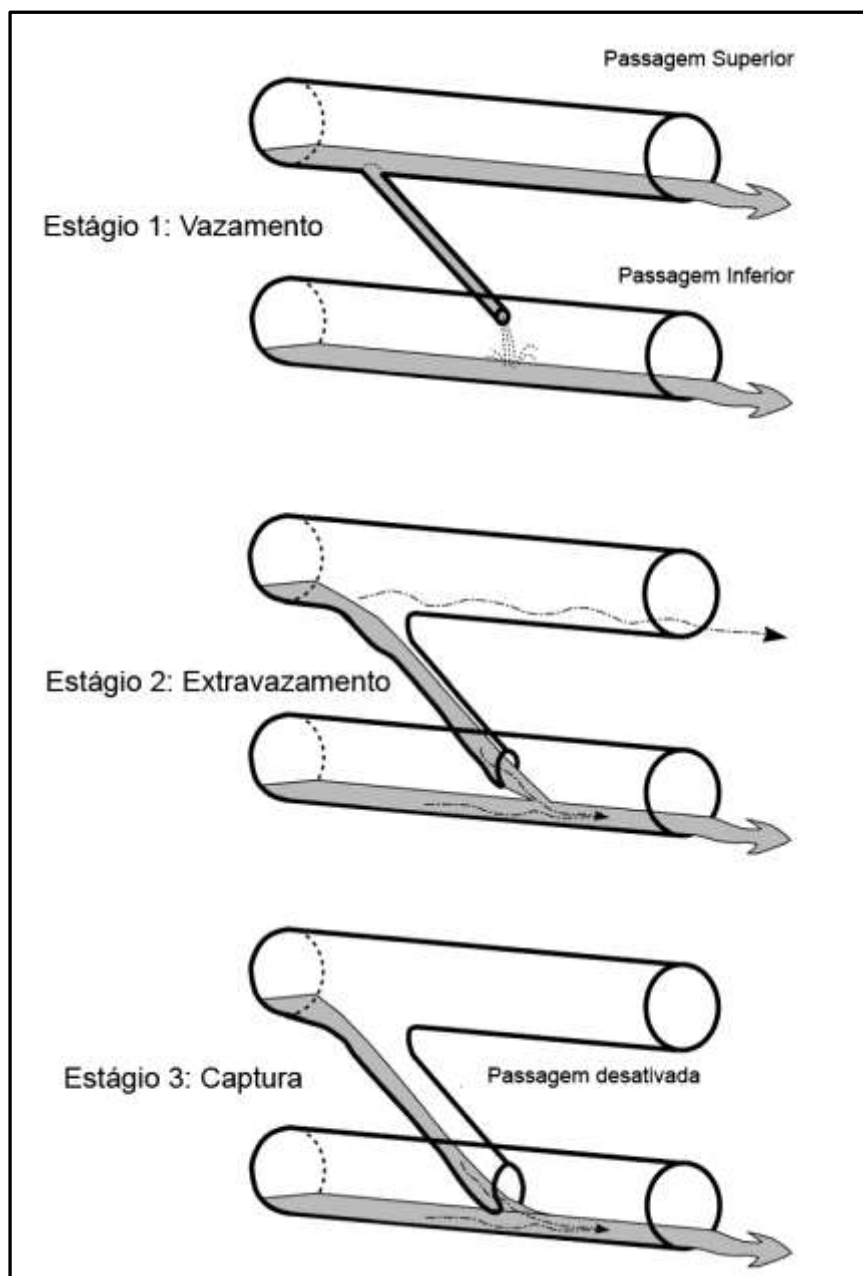


Figura 44 - Modelo com os três estágios de evolução de passagem desativada (Fonte: Veni, 2012).

Cruzando estes dados com os dos espeleotemas, pode-se dizer que a cavidade começou a se desenvolver em um protoconduto formado pelo cruzamento da camada de anfibólito com um plano de fratura horizontal. Por ser um conduto inicialmente isolado, este pode concentrar uma quantidade maior de água, dando origem a espeleotemas que necessitam de uma quantidade maior de água (Figura 44).

A hipótese de formação deste protoconduto é que inicialmente havia intercalado ao mármore uma camada de anfibolito (1), esta camada serviu como condutor vertical de água para dentro da rocha (2), esta água infiltrada verticalmente encontrou um plano de fratura horizontal no qual pode ter o aumento do seu fluxo lateral (3). Durante um determinado tempo estes processos anteriores se repetiram até um momento em que o mármore ao redor foi dissolvido e o anfibolito foi parcialmente erodido (4), formando um poro/conduto na rocha. Este conduto, em períodos de elevação do nível freático era inundado (5) e devido as condições de água saturada em CaCO_3 e parada, precipitava calcita espática (Figura 45).

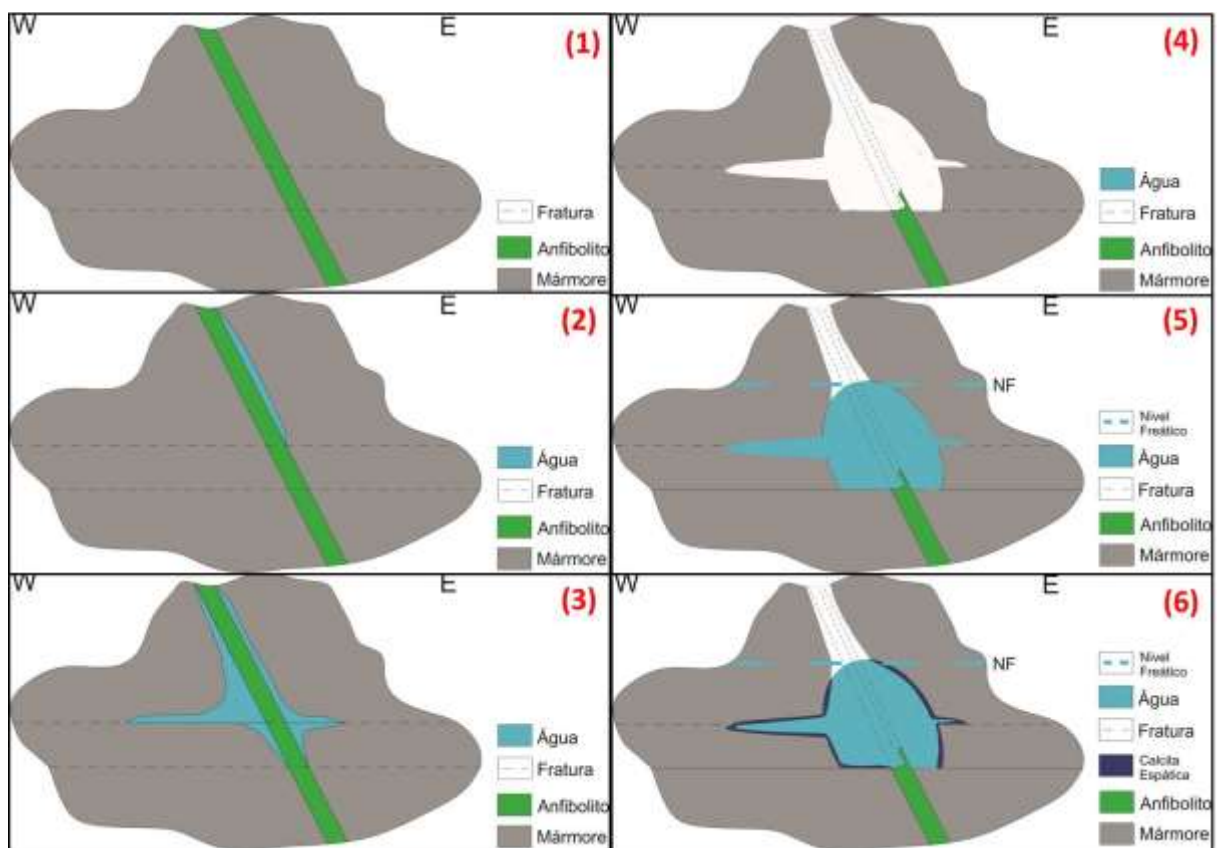


Figura 45 - Modelo evolutivo do protoconduto da Gruta dos Espinhos em seção com seus respectivos estágios.

Dentre os espeleotemas encontrados na Gruta dos Espinhos, o que mais se adequa a estas condições são as crostas formadas por calcita espática. Além deste espeleotema apresentar aspectos compatíveis de formação com a hipótese aqui apresentada, este também possui uma morfologia diferenciada (Figura 46).



Figura 46 - Aspecto geral das crostas formadas por calcita espática (em azul) e segmento da camada de anfibolito (em verde).

Ao mesmo tempo em que ocorria a evolução deste conduto, outras partes da cavidade também se encontravam em formação. Não é de grande valia citar o desenvolvimento destes pontos nesta primeira etapa visto que, o desenvolvimento decorreu de forma mais lenta e sem a preservação de espeleotemas importantes que caracterizassem este momento.

Apesar de um desenvolvimento mais lento e sem a formação de espeleotemas, os desenvolvimentos de outros planos de fratura da cavidade são de grande importância para a formação de um único conduto e com conexão com o meio externo. Estas fraturas serviram como as principais formas de condução de água meteórica para dentro da cavidade.

O modelo geral de desenvolvimento da cavidade é o seguinte (Figura 47): (1) O protoconduto se encontrava abaixo do nível freático, tendo o desenvolvimento de calcitas espáticas, (2) posteriormente, a dissecação do vale fez com que o conduto ficasse numa zona mais dependente do nível freático, com variações do mesmo, deixando a cavidade seca em determinados momentos. A dissecação avançou (3) até um ponto em que a cavidade dependesse principalmente da ação de água meteórica, sendo um estágio predominantemente vadoso na evolução. Neste estágio (4) vadoso, a cavidade foi preenchida por sedimentos provindos da drenagem e de fluxos gravitacionais ao redor da mesma. Após a deposição destes sedimentos, ocorria o fluxo de água de fratura, saturada em CaCO_3 , por cima destes sedimentos formando espeleotemas do tipo *flowstone* (5). Estes processos se repetiram, formando uma intercalação de depósitos sedimentares siliciclásticos com depósitos químicos (espeleotemas) (Figura 47).

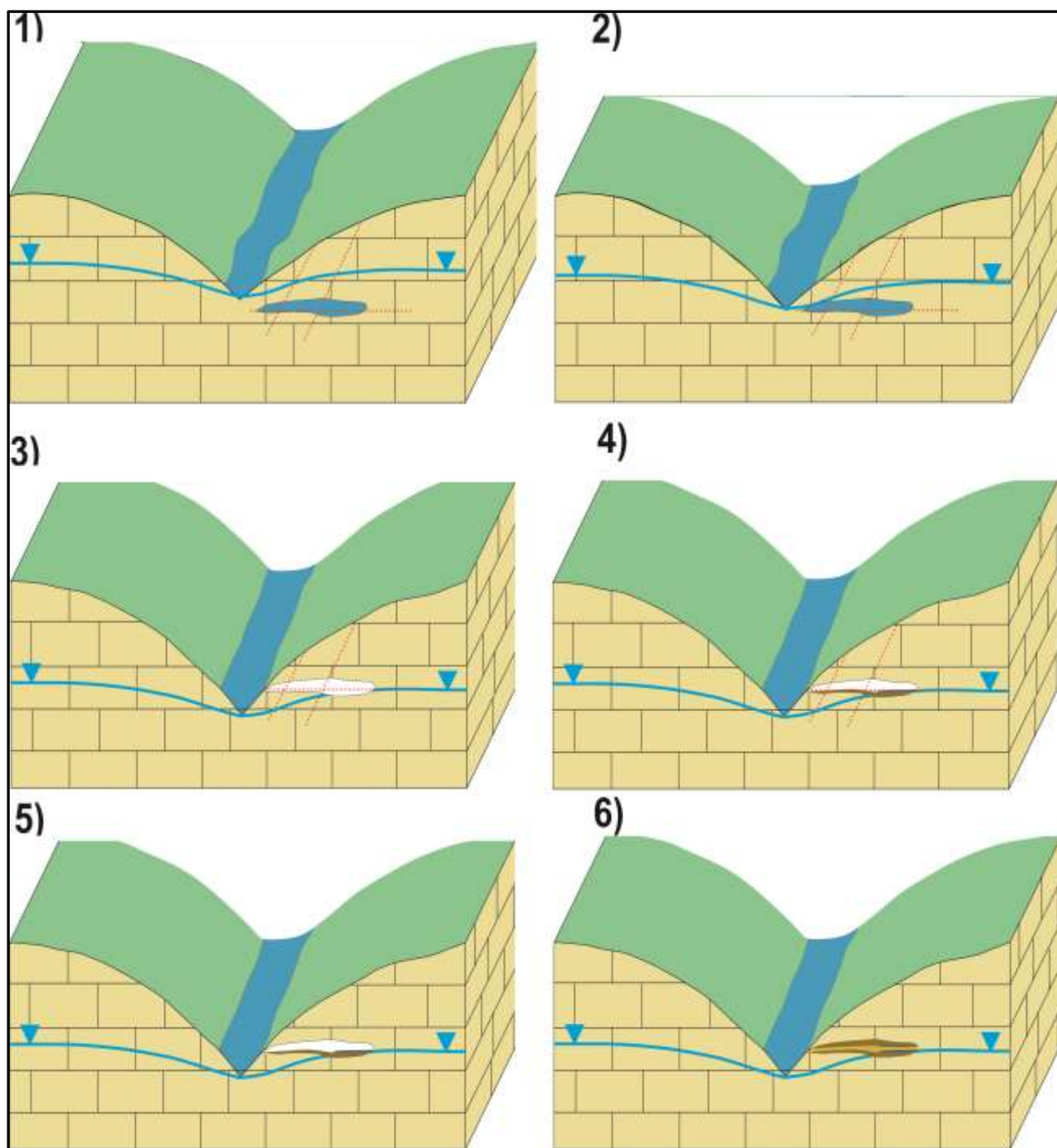


Figura 47 - Parte do modelo evolutivo da Gruta dos Espinhos.

Posterior a esta fase com influência sedimentar, a cavidade passou por processos de evolução correlacionados aos depósitos químicos (Figura 48). Em determinado momento a cavidade, ficou totalmente preenchida de sedimentos, fazendo com que o fluxo de água provindo das fraturas, ficassem por mais tempo em contato com o teto da cavidade, produzindo uma maior dissolução do mesmo (1). Posteriormente ou até mesmo de forma

concomitante, estes sedimentos foram erodidos de por processos eólicos, na parte mais externa da cavidade, e pela própria água provinda das fraturas (2). Com o esvaziamento parcial da cavidade, partes fraturadas do teto começaram a colapsar dando origem aos *slabs* (3). Por fim, ocorreram a deposição de espeleotemas de fluxo de água em toda a cavidade, sendo encontrados espeleotemas sobre todos os registros de estágios anteriores (4).

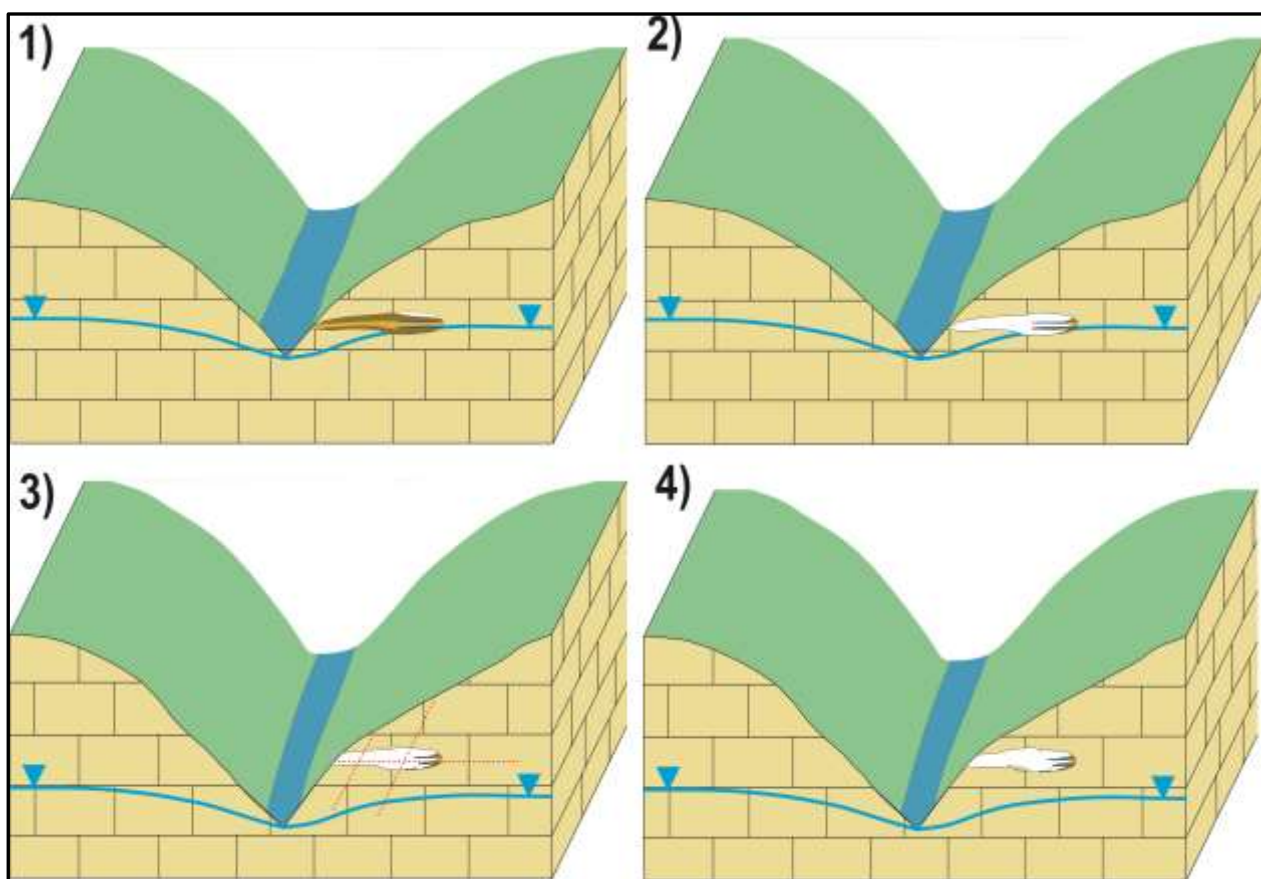


Figura 48 - Estágios finais de evolução da Gruta dos Espinhos.

Sendo assim, de acordo com o modelo proposto, a Gruta dos Espinhos teria um estágio primário de evolução hipogênico, gerando o protoconduto que mais a frente serve como ponto inicial de evolução das outras partes da mesma. Após disso ocorreram dois estágios hipergênicos, um freático/vadoso e por fim um totalmente vadoso. É importante ressaltar que entre estes estágios, hipogênico e hipergênico, ocorreu uma dissecação do vale de aproximadamente 20m.

7. Conclusões

A composição litológica e estruturas de deformação da rocha mãe, e principalmente pela caverna ter apresentado (após a deposição dos sedimentos) um fluxo estável e de baixa energia de água, determinou a formação e preservação de uma grande variedade de espeleotemas.

A Gruta dos Espinhos é o produto da dissolução de carbonato e deposição de sedimentos clásticos. A distribuição e morfologia dos diferentes tipos de espeleotemas são controlados pela geometria da caverna, após o período de deposição sedimentar, taxa de fluxo de água e sua composição química.

Grande parte da evolução da cavidade ocorreu por processos hipergênicos, no entanto, para que estes pudessem atuar de maneira mais efetiva, foi utilizado um protoconduto desenvolvido por processos hipogênicos.

Apesar da Gruta dos Espinhos apresentar tamanho pequeno em relação às outras cavidades encontradas na região, ela apresenta uma gênese didática, sendo de grande importância para o meio científico e turístico, sendo possível a implantação de uma placa explicativa sobre a gênese da cavidade.

Referências bibliográficas

- ALMEIDA, F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23. Salvador, Anais. Sociedade Brasileira de Geologia: 29-46.
- ALONSO-ZARZA, A.M., MARTÍN-PÉREZ, A., MARTÍN-GARCÍA, R., GIL-PEÑA, I., MELÉNDEZ, A., MARTÍNEZ-FLORES, E., HELLSTROM, J., MUÑOZ-BARCO, P. 2010. Structural and host rock controls on the distribution, morphology and mineralogy of speleothems in the Castañar Cave (Spain). *Geological Magazine*, 148(2):211-225.
- CARVALHO FILHO, A.; LUMBRERAS, J.F.; LEMOS, A.L.; SANTOS, R.D.; CALDERANO FILHO, B. & WITTERN, K.P. 2000. Mapa de Solos do Estado do Rio de Janeiro (Escala: 1:500.000). Projeto Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: CPRM/DRM.
- CORDANI, U.G. 1973. Evolução Geológica Precambriana da Faixa Costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória. São Paulo. 80 p. (Tese de LivreDocência, IG/USP).
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2008. Mapa Geológico – Folha Santo Antônio de Pádua (SF23-X-D-VI), escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil. Rio de Janeiro.
- DREYBRODT, W. 1999. *Chemical kinetics, speleothem growth and climate*. Boreas, 28, p. 347-356.
- DREYBRODT, W. 2012. *Speleothem Deposition*. In: White, W.B. and Culver, D.C. (eds.) *Encyclopedia of Caves*. Elsevier, p. 769-777.
- DRZ – DRZ Geotecnologia e Consultoria. 2012. Plano Regional de Saneamento com Base Municipalizada Nas Modalidades Água, Esgoto e Drenagem Urbana. Itaocara-RJ.
- FARRANT, A. 2003. Paleoenvironments: Clastic Cave Sediments. In: Gunn, J. (ed.), *Encyclopedia of caves and karst science*, New York, Taylor & Francis Books, p. 1180-1185.
- FORD, D.C. 2006. Karst geomorphology, caves and cave deposits: A review of North American contributions during the past half century. In: R. S. Harmon & C. W. Wicks (eds.), *Perspectives on karst geomorphology, hydrology and geochemistry*, Geological Society of America, p. 1-14.
- GABROVŠEK, F. 2012. Speleogenesis, Telogenetic. In: White, W.B. and Culver, D.C. (eds.) *Encyclopedia of Caves*. Elsevier, p. 765-769.
- GROSSI SAD, J.H. & DONADELLO MOREIRA, M. 1980. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Santo Antônio de Pádua, Estado do Rio de Janeiro, Brasil*. Mapa Geológico e Texto Explicativo. Convênio DRM-GEOSOL. Niterói.
- GILLIESON, D. 1996. *Caves: Processes, Development and Management (Natural Environment)*. Massachusetts: Blackwell Publishers Ltd., 336 p.
- GILLIESON, D. 2003. Sediments: Allochthonous Clastic. In: Gunn, J. (ed.), *Encyclopedia of Caves and Karst Science*, New York, Taylor & Francis Books, p. 1350-1353.
- HEILBRON M. & MACHADO N. 2003. *Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil)*. *Precambrian Research*, 125:87-112.

- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, AC.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J. & JANASI, V. 2004. Província Mantiqueira. In: V. MANTESSO-NETO, A. BARTORELLI, C.D.R. CARNEIRO & B.B. BRITO-NEVES (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p: 203-234.
- HILL, C. & FORTI, P. 1997. *Cave Minerals of the World*. National Speleological Society. Huntsville, Alabama.
- INEA – Instituto Estadual do Ambiente. 2011. Mapa de Regiões Hidrográficas do Estado do Rio de Janeiro e seus Respetivos Comitês de Bacia Hidrográficas.
- INMET – Instituto Nacional de Meteorologia. 2009. Normais Climatológicas do Brasil 1961-1990. Estação Meteorológica de Cordeiro – cód. 83718. Brasília: INMET.
- KLIMCHOUK, A.B. & FORD, D.C. 2000. Types of karst and evolution of hydrogeologic settings. In: Klimchouk, A., Ford, D.C., Palmer, A.N. and Dreybrodt, W. (eds.) *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers*. Huntsville, National Speleological Society, p. 45-53.
- KLIMCHOUK, A.B. 2003. Speleogenesis. In: Gunn, J. (ed.), *Encyclopedia of caves and karst science*, New York, Taylor & Francis Books, p. 1421-1425.
- KLIMCHOUK, A.B. 2007. Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective. Special Paper no. 1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, NM, 106 pp.
- KLIMCHOUK, A.B. 2012. Speleogenesis, Hypogenic. In: White, W.B. and Culver, D.C. (eds.) *Encyclopedia of Caves*. Elsevier, p. 748-764.
- KÖPPEN, W. 1948. Climatologia: um estudo dos climas da Terra. México: Fundo de Cultura Econômica. 478p.
- LEAL, C.F.N.B. 2012. O Distrito Cárstico Da Região Centro-Norte Fluminense E Sua Inserção No Cenário Espeleológico Nacional. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 144 p.
- MARQUES, R.A. *Evolução Metamórfica do Terreno Oriental da Faixa Ribeira entre Italva e Bom Jesus de Itabapoana, noroeste de RJ*. Rio de Janeiro, 2009. 180 p. Dissertação (Mestrado) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
- MARTINS, A.M.; CAPUCCI, E.; CAETANO, L.C.; CARDOSO, G.; BARRETO, A.B.C.; MONSORES, A.L.M.; LEAL, A.S.; VIANA, P. 2006. Hidrogeologia do Estado do Rio de Janeiro: Síntese do estágio atual do conhecimento. XIV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas.
- MORAES, J.M. 2009. *Geologia do Granito Silva Jardim (RJ): Implicações na evolução tectônica dos Terrenos Oriental e Cabo Frio*. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Faculdade de Geologia, UERJ. Dissertação de Mestrado. 65 p.
- PALMER, A.N. 2007. *Cave Geology*. Dayton, OH: Cave Books. 454 p.
- PEIXOTO, C. & HEILBRON, M. 2010. Geologia da Klippe Italva na região entre Cantagalo e Itaocara, nordeste do estado do Rio de Janeiro. *Geociências*. São Paulo: UNESP, 29(3): 277-289.
- SCHMITT R.S., TROUW R.A.J., VAN SCHMUS W.R., PRIMENTEL M.M. 2004. *Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data*

and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in Ribeira belt (SE Brazil). Precambrian Research, 133(1-2):29-61.

- SCHOBENHAUS, C. & BRITO-NEVES, B.B. 2003. A Geologia do Brasil do Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, CPRM, p: 5-54.
- SPRINGER, G.S. 2012. Clastic Sediments in Cave. In: White, W.B. and Culver, D.C. (eds.) *Encyclopedia of Caves*. Elsevier, p. 134-140.
- TROUW, R.A.J., HEILBRON, M., RIBEIRO, A., PACIULLO, F.V.P., VALERIANO, C.M., ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBÁ, M. & ANDREIS, R.R. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: *Tectonic Evolution of South America*. Eds: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. p 287-310.
- TUPINAMBÁ, M., TEIXEIRA, W., HEILBRON, M. The Pan African/ Brasileiro Arc-related Magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, southeastern Brazil, In: Abstract of the 14th International Conference on Precambrian and Craton Tectonics, Ouro Preto, MG, 12-14, 1998.
- TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., DUARTE, B.P., NOGUEIRA, J.R., VALLADARES, C., ALMEIDA, A., SILVA, L.G.E., MEDEIROS, S.R., AMEIDA, C.G., MIRANDA, A., RAGATKY, C.D., MENDES, J., LUDKA, I. 2007. Geologia da Faixa Setentrional: Estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, XV(1):67-79.
- VAREJÃO-SILVA, M.A. 2006. Meteorologia e Climatologia. Recife: versão digital 2.
- VENI, G. 2012. Passages. In: White, W.B. and Culver, D.C. (eds.) *Encyclopedia of Caves*. Elsevier, p.603-608.
- VIEIRA, G.P., LOUREIRO, L.G. & IRÓ, A. 2011. Espeleogênese da Gruta dos Espinhos, município de Itaocara/RJ. XXXIII Jornada de Iniciação Científica, Artística e Cultural da UFRJ. Museu Nacional/FCC, CD-ROM.
- WHITE, W.B. 1988. *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. New York: Oxford University Press. 474 p.
- WHITE, W.B. 2012(a). *Speleothems: General Overview*. In: White, W.B. and Culver, D.C. (eds.) *Encyclopedia of Caves*. Elsevier, p. 777-786.
- WHITE, E.L. 2012(b). Breakdown. In: White, W.B. and Culver, D.C. (eds.) *Encyclopedia of Caves*. Elsevier, p.: 68-74.

Sites da Internet

www.blog.wenxuecity.com/myblog/14283/200806/14598.html

www.cavepics.com/html/awardF.html

<http://undergroundflashgun.esconatura.com/vgallery3.php>

www.commonswikimedia.org/wiki/File:Stalactite_with_cave_popcorn_in_Ruakuri_Cave.jpg

www.gly.uga.edu/railsback/speleoatlas/SAimage0003

International Union of Speleology - [/www.carto.net/neumann/caving/cave-symbols/index.php](http://www.carto.net/neumann/caving/cave-symbols/index.php)